ISSN 0366-0909

Академия наук СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52

Издательство «Наука»

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1983

УДК 551.79

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 52. М.: Наука, 1983.

В книге содержатся статьи по стратиграфии, палеогеографии, литологии, новейшей тектонике, фауне крупных и мелких млекопитающих, растительности различных регионов СССР в четвертичный период (Тимано-Уральская область, Крым, Кавказ, Горный Алтай, Сибирь, Дальний Восток). Новые списки радиоуглеродных дат.

Для геологов-четвертичников, палеогеографов, палеозоологов, палеоботаников и других специалистов, изучающих четвертичный период.

Редакционная коллегия:

Г. И. Горецкий, В. П. Гричук, И. К. Иванова,
Н. И. Кригер, К. В. Никифорова,
И. И. Плюснин, Е. В. Шанцер

Ответственные редакторы:

Г. И. Горецкий, И. К. Иванова

Б $\frac{1905030000—402}{042(02)—83}$ 00—83—III

© Издательство «Наука», 1983 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.79

Е. А. БЛУДОРОВА, Ю. М. ВАСИЛЬЕВ, Н. Я. ЖИДОВИНОВ,
Г. И. КАРМИШИНА, В. К. НЕМКОВА, К. В. НИКИФОРОВА,
М. Г. ПОПОВА-ЛЬВОВА, А. А. ЧИГУРЯЕВА, В. Л. ЯХИМОВИЧ

АПШЕРОНСКИЙ ВЕК ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

ВВЕДЕНИЕ

На фоне направленных изменений климата в сторону похолодания в плиоцене и в четвертичное время в зоне умеренных широт неоднократно были эпохи похолодания, сменявшиеся потеплениями, эпохи аридизации и увлажнения. Они заметно проявились в апшеронское время на Русской равнине. Сам факт развития апшеронской озерной трансгрессии Каспия — убедительное тому доказательство.

Похолодание климата в апшеронское время было настолько значительным, что приводило к развитию горных и высокоширотных материковых оледенений. Так, в апшероне было оледенение на Кавказе (четгетский ледниковый комплекс); на севере Европейской части СССР, в Прионежье и Приладожье, выделяются древнейшие ледниковые отложения предположительно апшеронского возраста. Не исключено, что в это время ледниковый покров мог распространяться и в бассейне Дона.

Морские апшеронские отложения были выделены Н. И. Андрусовым в 1897 г. По схеме, предложенной Д. В. Голубятниковым, апшерон имеет трехчленное деление. Такое расчленение сохраняется и теперь (Стратиграфия неогена..., 1971). В последнее время появились двучленные схемы деления апшерона, основанные на анализе литологии и палеомагнетизма, например, схема Гурария и др. (1976 г.).

Для расчленения континентальных отложений этого возраста целесообразно использовать данные по фауне млекопитающих, которые позволяют выделить в них два подразделения. Нижнее охарактеризовано одесским фаунистическим комплексом и отвечает раннему апшерону и низам среднего апшерона Каспийской области; верхнее содержит фауну таманского комплекса и сопоставляется с верхами среднего апшерона и поздним апшероном.

Морские отложения этого возраста в Каспийском бассейне достигают мощности 600 м и более. Они преимущественно распространены в Прикаспийской низменности, а также в краевой части окаймляющих ее территорий (южная часть сыртового Заволжья, восточный борт Ергеней), в долине Маныча и в Приазовье.

Граница распространения апшеронских отложений на западе проходит вдоль Волги. На севере апшеронские отложения распространены до южных склонов Общего Сырта, на востоке граница проходит у подножия Зауральских сыртов.

В бассейне Черного моря апшерону отвечают гурийские слои, а также пресноводные отложения Одесского Причерноморья (надкуяльницкие отложения или так называемый «верхний куяльник» Одессы, не имеющие отношения к собственно куяльницким верхнеплиоценовым морским отложениям Северного Причерноморья и Абхазии).

Континентальные отложения, которые сопоставляются с апшероном в Поволжье, залегают вне долинных переуглублений, иногда образуют древние озерно-аллювиальные равнины, сложенные так называемыми подсыртовыми песками. В бассейне Дона континентальные отложения

этого возраста приурочены к древним долинам. В долинах рек Молдавии и юго-западной Украины аллювий апшеронского возраста приурочен к VII—VIII террасам и верхней части IX, а в Приазовье — к VI и VII террасам. С апшероном сопоставляются субаэральные отложения, в том числе скифские пестроцветные глины с красно-бурыми ископаемыми почвами и красно-бурые и коричневато-бурые глины сыртовой толщи Заволжья.

СЕВЕРНЫЙ ПРИКАСПИЙ И НИЖНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ

Породы апшерона в районах развития непрерывного разреза без следов перерыва покрывают акчагыльские отложения. Они представлены морскими и лиманно-морскими образованиями и подразделяются на нижний, средний и верхний горизонты.

Ранний апшерон представлен новоказанскими слоями, развитыми на территории южнее широты оз. Эльтон. Они залегают преимущественно на акчагыльских породах, с которыми литологически тесно связаны. В центральных, относительно глубоководных участках они представлены в основном темно-серыми и зеленовато-серыми глинами с редкими прослоями глинистых песков и алевритов, а в прибрежно-мелководных зонах бассейна — песками и алевритами с прослоями глин. Глины — монтмориллонитового состава, а пески и алевриты — кварцево-полевошпатового. Выделение новоказанских слоев проведено по преобладающему в них обедненному сообществу моллюсков (в основном рода Dreissena) и морских, солоноватоводных и пресноводных остракод. Из морских эвригалинных и солоноватоводных остракод присутствуют: Paracyprideis naphtatscholana (Liv.), Caspiocypris candida (Liv.), Loxoconcha eichwaldi Liv., Leptocythere andrussovi (Liv.) и др. Из пресноводных остракод встречены: Cypria ex gr. candonaeformis (Schw.), Ilyocypris bradyi Sars, Candona neglecta Sars и др. Появление последнего вида, являющегося холодолюбивым элементом, свидетельствует о похолодании климата в раннем апшероне.

Мощность раннего апшерона (новоказанских слоев) изменяется от 40 м в краевых участках до 130 м в центральных.

Средний апшерон имеет повсеместное распространение в пределах Поволжья и Северного Прикаспия и выделяется в составе цубукских и сероглазовских слоев.

Цубукские слои залегают в большинстве случаев на размытой поверхности акчагыльских пород и реже — на новоказанских слоях. В строении их принимают участие глины гидрослюдистого и монтмориллонитового состава с редкими прослоями алевритов и глинистых песков. В породах встречен богатый комплекс солоноватоводных моллюсков, представленный почти всеми известными родами и видами: Parapsheronia volarovici (Andr.), P. raricostata (Sjoegr.), P. eurydesma (Andr.), Catilloides catilloides (Andr.), P. isseli (Andr.), P. dubius (Andr.), Monodacna laevigata Andr., M. sjoegreni Andr., Corbicula fluminalis apscheronica Andr. Не менее разнообразен и комплекс типично апшеронских морских эвригалинных и солоноватоводных остракод: Leptocythere bosqueti (Liv.), L. multituberculata (Liv.), Loxoconcha petasa Liv., Caspiolla acronasuta (Liv.), Caspiocypris mandelstami (Schw.), Leptocythere prawoslawlevi (Schw.), L. apscheronica Suz.

Эти сообщества моллюсков и остракод характерны для максимума апшеронской трансгрессии. Присутствие теплолюбивых элементов (Corbicula из моллюсков, Leptocythere, Loxoconcha из остракод) свидетельствует о потеплении климата.

Мощность цубукских слоев изменяется от 60 до 200 м.

Сероглазовские слои сложены глинами, зеленовато-серыми монтмориллонитовыми с прослоями глинистых алевритов и песков. Они

выделены по обедненному комплексу среднеапшеронских солоноватоводных моллюсков: Parapscheronia eurydesma (Andr.), Catilloides catilloides (Andr.), Corbicula ex gr. fluminalis Mull. и др. Возрастает число пресноводных унионид, вальват и др. Из остракод исчезает большинство видов Leptocythere и Loxoconcha и появляются гладкостворчатые солоноватоводные Caspiocypris mandelstami (Schw.), Advenocypris kurovdagensis Klein и пресноводные Prolimnocythere aff. scharapovae (Schw.), Candona ex gr. angulata Sars. Появление в верхних горизонтах последнего вида, являющегося холодолюбивым элементом, указывает на начавшееся в то время похолодание.

Мощность сероглазовских слоев от 20 до 100 м.

Поздний апшерон представлен замьянскими слоями. Они имеют меньшее распространение по сравнению со слоями среднего апшерона, залегают на сероглазовских слоях с размывом. Замьянские слои сложены зеленовато-серыми алевритистыми глинами гидрослюдистого состава с прослоями полевошпатовых — кварцевых песков и алевритов — и выделяются по обедненному комплексу моллюсков: Apscheronia propinqua (Eichw.), Catilloides bacuanus (Andr.), C. cariniferus (Andr.), Monodacna laevigata Andr., Dreissena distincta Andr. и остракод Caspiolla ex gr. acronasuta (Liv.), C. ex gr. gracilis (Liv.), Baturinella kubanica Schn.

Мощность замьянских слоев от 50 до 60 м.

В краевой части апшеронского бассейна, в сыртовом Заволжье, развита толща сыртовых отложений и подсыртовые пески, обычно залегающие на размытой поверхности акчагыла. Подсыртовые пески мелкозернистые, слюдистые, имеют мощность 10—20 м. В них встречен комплекс остракод, характерный для раннего и среднего апшерона, и фауна моллюсков: Parapscheronia ex gr. raricostata (Sjoegr.) Catilloides sp. и др., а также Bogatschevia sturi (Horn.) Unio aff. kalmikorum (V. Bog.) и др.

В нижнем Заволжье подсыртовые пески перекрыты красно-бурыми глинами сыртовой толщи, которые отделены от подсыртовых песков размывом, а иногда на контакте наблюдаются следы почвообразования. В нижней части красно-бурого горизонта встречены солоноватоводные моллюски Apscheronia sp., Hyrcania sp., Catilloides bacuanus (A), характерные для среднего апшерона, и остракоды Caspiolla acronasuta (Liv.), Leptocythere arevina (Liv.), L. schneiderae Neg., L. bacuana Liv., L. prawoslawlevi (Schw.), также характерные для среднего апшерона. В нижней части коричнево-бурого горизонта обнаружен более обедненный комплекс среднеапшеронских остракод по сравнению с комплексом остракод из красно-бурых глин. Одновременно с этим появляются виды, характерные для позднего апшерона: Prolimnocythere aff. dorsotuberculata (Neg.), Limnocythere aff. inopinata Baird. Это позволяет определить наиболее вероятный возраст нижней части коричнево-бурого горизонта как верхнеапшеронский. В Саратовском и Волгоградском Заволжье в верхнеапшеронских отложениях встречаются типично бореальные пресноводные озерные остракоды Cytherissa ex gr. lacustris Sars, являющиеся надежным индикатором похолодания климата в позднем апшероне.

Сыртовые глины и суглинки (красно-бурый и коричнево-бурый горизонты, во всяком случае нижняя часть последнего) рассматриваются как осадки лиманов и озерных водоемов затухающего апшеронского бассейна.

Разрез морских апшеронских отложений, а также лиманно-озерных сыртовых образований подвергался палеомагнитным исследованиям (определения В. Н. Еремина). Нижнеапшеронские (новоказанские), среднеапшеронские (цубукские и сероглазовские) и верхнеапшеронские (замьянские) слои обладают обратной намагниченностью и отве-

чают эпохе Матуяма. Обратную намагниченность имеют красно-бурый и большая часть ($^2/_3$ разреза) коричнево-бурого горизонта сыртовых глин и суглинков. Они соответствуют также эпохе Матуяма. Верхняя часть коричнево-бурого горизонта прямо намагничена и отвечает, по мнению автора, проводившего исследования, зоне Брюнес. На границе красно-бурого и коричнево-бурого горизонтов выявлен эпизод прямой намагниченности, который может быть сопоставлен с эпизодами Харамильо. По этим данным красно-бурый горизонт соответствует верхней части среднего апшерона, большая часть коричнево-бурого горизонта — позднему апшерону, а верхи его — плейстоцену.

У с. Домашкинские Вершины, расположенного в Куйбышевском Заволжье, обнаруживаются пресноводные палюдиновые слои, которые, по мнению ряда исследователей, могут относиться к раннему апшерону («домашкинские слои» С. С. Неуструева, или «домашкинская серия», слоя а, $а_1$ А. П. Павлова). Другие исследователи относят их к позднему акчагылу. Эти слои залегают на отложениях морского позднего акчагыла с солоноватоводной фауной и представлены желтоватыми и серыми тонко- и среднезернистыми песками мощностью 1,5—2 м и зеленовато-серыми глинами мощностью до 4 м. В этих слоях и особенно в песках встречается большое количество раковин пресноводных моллюсков лимнофильных бореальных форм современного типа, что указывает на заметное похолодание в это время. Эта сравнительно обедненная по видовому составу фауна представлена унионидами рода Unio (U. pseudorumanus Tshep., U. aff. bozdagiensis Als., U. kujalnicensis Mang.), род Anodonta представлен A. transcaucasica Al.; из вивипар отмечаются только гладкие Viviparus sinzovi Bog., V. subconzinnus Sinz., V. limatus Sinz., присутствуют также представители родов Valvata, Bithynia, Lithoglyphus и др.

В Каспийском бассейне эта фауна встречается вместе с апшеронскими солоноватоводными моллюсками родов Catilloides и Monodacna.

Домашкинские слои пыльцой и спорами охарактеризованы слабо. Мелких млекопитающих из этого горизонта в Заволжье мы, к сожалению, почти не имеем. По материалам, собранным Л. П. Александровой [1977], здесь присутствует бесцементная корнезубая полевка Promimomys cf. moldavicus jachimovitcii Suchov., близкая к P. m. jachimovitcii, известной из демского (нижне- или среднеапшеронского) горизонта Аккулаевского местонахождения в Башкирии [Сухов, 1970], и обнаружен зуб Allophaiomys pliocaenicus Kormos. Выше залегает толща подсыртовых песков и еще выше — красно-бурые, коричнево-бурые и сизые суглинки, переходящие в верхней части в желто-бурые суглинки с ископаемыми почвами — сыртовая толща. В красно-бурых суглинках обнаружены зубы полевок Cseria sp., Villanyia petenyii Mehely, Mimomys intermedius (Newton), Lagurini gen., Cittellus sp., Muridae gen.?

М. Г. Попова-Львова относит красно-бурые суглинки сыртовой толщи к нижнему апшерону, сопоставляя их с верхнедемским подгоризонтом Башкирии. Она обосновывает их раннеапшеронский возраст составом остракод. Большинство видов встреченного здесь богатого и разнообразного в видовом и количественном отношении комплекса остракод переходит в лежащие выше отложения. Однако, как отмечает автор, здесь присутствуют специфические виды, характерные только для данного горизонта и не найденные в более молодых образованиях разреза у с. Домашкино. К ним относятся: Ilyocypris gibba (Ramd.), I. salebrosa Step., I. biplicata (Koch.), Cypria candonaeformis (Schw.), C. pseudoarma M. Pop., Candona angulata G. Mull., C. cavis Mand., Denticulocythere tuberculata Neg., Limnocythere aff. intermedia Liv., Paracyprideis naphtatscholana (Liv.), Cyprideis littoralis (Br.). Часть из них, такие, как Cypris pseudoarma M. Pop., C. candonaeformis (Schw.), Denticulocythere tuberculata (Neg.), широко распространены в акчагыль-

ских отложениях Башкирского Предуралья. Другие характерны для апшеронских и более молодых отложений. Так, Candona cavis Mand., по данным М. И. Мандельштама, типична для апшеронских отложений Западной Туркмении, Ilyocypris salebrosa Step. в Башкирском Предуралье впервые появляется во время формирования верхнедёмского подгоризонта, известен также в бакинских отложениях Западной Туркмении.

В составе этого комплекса встречены Ilyocipris biplicata (Koch.) и I. gibba (Ramd.), современные представители которых характерны главным образом для временных водоемов, расположенных в поймах рек.

В верхней части толщи М. Г. Попова-Львова отмечает похолодание, так как здесь появляется большое количество Eucypris famosa Schn. и Denticulocythere producta, что свидетельствует о существовании их в условиях довольно холодного климата. В лежащих выше озерных суглинках, вскрытых в расчистке I и скв. 1 в Сыртовом овраге, также обнаружен богатый комплекс остракод, в котором наряду с такими широко распространенными в плиоцене и плейстоцене видами, как Ilyocypris bradyi, Cyclocypris laevis, C. ovum, Candona balatonica, C. fabaeformis, характерно присутствие остракод из родов Eucypris (E. famosa) и Denticulocythere, известных, по мнению автора, главным образом из акчагыльских и нижнеапшеронских отложений Башкирского Предуралья.

Таким образом, автор считает, что формирование коричневых суглинков, сопоставляемых с верхней частью дёмского (?) горизонта, происходило в условиях холодно-умеренного климата, о чем свидетельствует наличие холодолюбивых видов Candona balatonica, Eucypris famosa, Denticulocythere producta среди относительно разнообразного в видовом отношении пресноводного комплекса остракод.

Между авторами имеются расхождения во взглядах на возраст красно-бурых и коричневых суглинков этого разреза. Одни считают, что нельзя согласиться с представлением о раннеапшеронском возрасте красно-бурых и коричнево-бурых суглинков, поскольку они в ряде мест залегают, как уже было показано выше, на подсыртовых песках среднего апшерона и содержат средне- и позднеапшеронскую фауну моллюсков. Другие считают, что в этом разрезе пески, лежащие под красно-бурыми суглинками, относятся к верхнему акчагылу (фазе регрессии).

Из выводов М. Г. Поповой-Львовой важно подчеркнуть наличие климатических колебаний в апшероне.

Результаты палеомагнитных исследований, проведенные на разрезе у с. Домашкинские Вершины В. М. Трубихиным [Александрова и др., 1977], показали, что породы большей его части имеют обратную намагниченность и относятся к эпохе Матуяма: палюдиновые слои (песчаная и глинистая толщи) и сыртовая толща, включая подсыртовые пески, красно-бурые, коричневые, сизые суглинки, и нижний слой желто-бурых суглинков до первой снизу коричневой ископаемой почвы, в низах которой проходит граница Матуяма—Брюнес. Вся лежащая выше часть сыртовой толщи — желто-бурые суглинки с ископаемыми почвами имеют прямую намагниченность и относятся к эпохе Брюнес. Указанные отложения слагают здесь склон водораздельной возвышенности. По-видимому, можно предположить, что низы толщи желто-бурых суглинков с коричневой ископаемой почвой коррелятны верхней части коричнево-бурых глин сыртовой толщи Саратовского Заволжья, покрывающей водораздельные возвышенности.

Внутри нижней части сыртовой толщи, относящейся к эпохе Матуяма, можно выделить горизонты прямой полярности в нижней и верхней части красно-бурых глин. В. М. Трубихин относит нижний из них к эпизоду Харамильо.

СРЕДНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ, ПРИКАМЬЕ

К раннему апшерону в Среднем Поволжье принадлежит выделенный и описанный Г. И. Горецким [1964] омарский горизонт. Он представлен зеленовато-серыми озерными глинами и диатомитами, содержит диатомовые водоросли: Stephodiscus sp., Flagillaria brevistriata Grun и др. Мощность горизонта до 20 м [Стратиграфия неогена..., 1971]. В разрезах у деревень Омарский Починок и Константиновка в этом горизонте Е. Л. Блудоровой установлено преобладание таежных спектров (еловая тайга с соснами, тсугой и небольшой примесью лиственных).

Омарский горизонт залегает на отложениях позднего акчагыла (биклянский горизонт) и перекрыт икским горизонтом. Икский горизонт, выделенный Г. И. Горецким [1964], представлен аллювиальными песками и глинами с Viviparus kagarliticus Lung., V. diluvianus Kunth. var. gracilis N. et var. crassa N., V. fasciatus Müll., V. tiraspolitanus Pavl., Corbicula fluminalis Müll. Мощность его 10—12 м. Он сопоставлялся со средним апшероном [Стратиграфия неогена..., 1971]. По данным Е. А. Блудоровой, к среднему апшерону относится нижняя аллювиальная пачка лаишевского горизонта. В это время в Прикамье преобладали сосново-еловые леса с разнообразным составом лесообразующих пород (сосны секций Strobus, Banksia, Eupitys; ели секций Omorica и Eupiceae, теплолюбивые, при небольшой примеси берез, ольхи, дуба и лещины).

В позднеапшеронское время (верхний аллювий лаишевского горизонта) территорию Прикамья покрывали светлохвойные сосновые леса с небольшой примесью елей, липы, дуба, вяза и лещины. В какой-то отрезок позднего апшерона, вероятно еще более похолодало: резко возросло значение кустарниковых берез. К позднему апшерону относится, по-видимому, и икский горизонт.

БАШКИРСКОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ

В Башкирском Предуралье, по данным В. К. Немковой и В. Л. Яхимович, развиты континентальные отложения. К раннему апшерону ими отнесен дёмский горизонт у Аккулаево и в других местах, залегающий на размытой поверхности акчагыльских отложений. По мнению некоторых исследователей, он начинает собой средний апшерон. Здесь содержится современная флора лесостепного типа (при наличии единичных видов, предшествовавших современным). В растительном покрове того времени существовали сосново-березовые леса и разнотравные степи. Остатки млекопитающих, найденные в нижнем подгоризонте, характерны для одесского фаунистического комплекса с Promimomys moldavicus jachimovitcii Suchov, Prolagurus (P.) cf. praepannonicus Topačevskii, Allophajomys cf. pliocaenicus Kormos., Ellobius sp.

Среди моллюсков, по данным Г. И. Попова и А. Л. Чепалыги [1980], присутствуют: Bogatschevia ex gr. sturi (Horn.), Corbicula apscheronica Andr., Viviparus aff. tiraspolitanus Pavl., V. subcrassus Lung., Lithoglyphus neumayri Brus., Bitinia vucotinovici Brus. Комплекс остакод пресноводный. Встречаются представители родов Darwinula, Ilyocypris, Cyclocypris, Cypris и др. при незначительном количестве эвригалинных Cyprideis littoralis (Brady). Появляются современные Cypris pubera (O. Müll). В этом подгоризонте, по материалам В. Л. Яхимович, установлен палеомагнитный эпизод прямой полярности, принимаемый ею за Олдувей.

К верхнему подгоризонту дёмского горизонта В. Л. Яхимович отнесены красновато-коричневые озерные суглинки с единичными зернами Picea excelsa Link, Pinus sec. cembra Spak и травянистых растений, ши-

роко распространенных в плиоцене и плейстоцене. В этих суглинках присутствуют в значительном количестве раковины Candona aff. candida (O. Müll.). Эти формы очень близки и, возможно, тождественны C. candida var. humilis, которая, по З. С. Бронштейну, характерна для арктических водоемов Скандинавского п-ова и Новой Земли.

В верхнем подгоризонте дёмского горизонта, сложенного красновато-коричневыми суглинками, в разрезе у с. Симбугино обнаружен однообразный по составу биоценоз холодолюбивых форм: Eucyprus ex gr. horridus (Sars.), Denticulocythere producta (Jasl. et Kaz.) и др. Они встречены в массовом количестве (более 1000 экз.). Нахождение холодолюбивых представителей в верхней части дёмского горизонта подтверждает существование в это время холодного климата.

В разрезе у с. Аккулаево дёмский горизонт с самого верха прорезан крутопадающими трещинами, которые врезаются в верхние слои аккулаевского горизонта. По мнению В. П. Сухова [1970], не исключено, что это — морозобойные трещины, свидетельствующие о глубоком промерзании пород во время накопления осадков верхнего дёмского подгоризонта. Это похолодание В. Л. Яхимович связывает со второй половиной нижнего апшерона, но, возможно, оно относится к среднему апшерону.

Со средним апшероном В. Л. Яхимович и другие сопоставляют давлекановский горизонт (нижний аллювиальный подгоризонт), содержащий фауну мелких млекопитающих одесского комплекса и пресноводные моллюски: Bogatschevia scutum (Bog.), B. subscutum Tschep., B. brusinoiformis Mod., Pseudosturia caudata (Bog.), Unio chosaricus Bog., Microcondylaea uralica Tschep. В верхнем подгоризонте, сложенном красновато-коричневыми озерными суглинками и глинами, фауна отсутствует и встречаются бедные спорово-пыльцевые спектры степного типа.

Однако развитые в Башкирском Предуралье аллювиальные отложения, относимые к нижнедавлекановскому подгоризонту, могут быть отнесены и к концу среднего или началу позднего апшерона, тогда верхний подгоризонт будет характеризовать уже конец позднего апшерона.

В разрезе у с. Аккулаево [Сухов, 1970] нижний подгоризонт давлекановского горизонта сложен грубым несортированным материалом. Мелкие млекопитающие из этого подгоризонта в видовом отношении почти не отличаются от найденных в дёмском, но обогащенность их остатками меняется. По мнению В. П. Сухова, эта фауна древнее ногайской и также может быть отнесена к одесскому фаунистическому комплексу, поскольку в ней сохраняются те же виды и отсутствуют типичные ногайские формы. В. П. Сухов считает, что костные остатки здесь, по крайней мере частично, переотложены из подстилающего дёмского горизонта.

Во время, которому соответствуют низы давлекановского горизонта, преобладали степные ландшафты, небольшие по площади широколиственные леса росли только по поймам рек. Только в отдельных районах (Симбугино, Кармаскалы) в это время отмечается довольно значительное количество березово-широколиственных лесов при незначительной примеси хвойных (пыльца древесных и травянистых растений в спектрах содержится примерно в равных количествах).

В верхнем подгоризонте давлекановского горизонта по сравнению с нижним установлено меньшее разнообразие форм разнотравья, уменьшение количества пыльцы широколиственных и увеличение количества пыльцы берез. Эти изменения могут быть следствием похолодания климата в позднем апшероне.

ВОСТОЧНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Начиная с позднего акчагыла и в течение раннего апшерона морской залив в области Восточного Предкавказья существенно сократился, море значительно опреснилось и береговая линия его проходила в низовьях Терека и Сулака, совпадая с береговой линией акчагыльского бассейна лишь по Куме, откуда по долине Манычей протягивался залив, связывающий апшеронские бассейны Каспия и Азово-Черноморья.

Ранний апшерон, так же как и подстилающие его толщи позднего акчагыла, представлен полупресноводными отложениями с фауной дрейссен. В пределах Восточного Предкавказья они изучены слабо и с определенностью указываются лишь в единичных пунктах, а в основном они не отделяются от таких же толщ позднего акчагыла (глины с прослоями песков и галечников, в прибрежной зоне бассейна — пески и ракушечники, залегающие в нижней части разреза апшеронской толщи — свита рухс-дзуар).

Среднеапшеронские отложения содержат богато представленную фауну Apscheronia propinqua (Eichw.), A. euridesma Andr. и др.; верхнеапшеронские отложения вновь содержат обедненную фауну Parapscheronia raricostata (Sjoegr.) и др. Эти отложения представлены глинами, песками и суглинками, которые вверху сменяются пресноводными суглинками. Общая мощность апшеронских отложений здесь достигает 1000 м.

К раннему—среднему апшерону относятся также озерно-лиманные и озерно-аллювиальные отложения, широкой полосой окаймляющие побережье апшеронского бассейна и подстилаемые фаунистически охарактеризованными акчагыльскими отложениями. К этому возрасту принадлежит бурундукская свита Предкавказья, содержащая остатки млекопитающих одесского комплекса. Местонахождение их известно у пос. Подгорное вблизи западной окраины г. Георгиевск. Здесь в песках аллювиально-озерной толщи, подстилаемых морским акчагылом, найден скелет слона Archidiskodon meridionalis meridionalis (N.), остатки которого известны из раннего апшерона Закавказья, остатки Anancus arvernensis (Cr. et Job.), Equus cf. stenonis Cocchi, Eucladoceros sp.

БАССЕЙН НИЖНЕГО ДОНА, МАНЫЧ, ЕРГЕНИ

В бассейне Нижнего Дона к раннему апшерону предположительно, по данным Ю. Н. Родзянко, относятся кутейниковские слои, залегающие в древнем переуглублении долины р. Сал. В них обнаружены раковины Adelina voluta Andr., которые, по мнению определяющего их В. В. Богачева, характерны для низов апшерона.

Со средним апшероном могут быть сопоставлены несмеяновские озерно-аллювиальные слои Сала с раковинами Bogatschevia scutum (Bog.), Unio kalmycorum Bog., U. emigrans Bog. и др. (по данным Г. И. Попова) и с остатками грызунов Mimomys (Microtomys) intermedius Newton, Prolagurus (Lagurodon) arankae Kretzoi., Allophaiomys ex gr. pliocaenicus-laguroides Kormos и др. (по данным Л. П. Александровой).

Несмеяновские слои кверху постепенно сменяются красно-бурыми («скифскими») глинами, в связи с чем признается их апшеронский возраст.

В долине Маныча морские отложения апшерона вскрыты единичными скважинами и выведены на поверхность в урочище Шар-Булук, где представлены песчано-глинистыми осадками с Apscheronia propinqua (Eichw.) [Стратиграфия неогена..., 1971]. Вероятно, по Манычу происходило проникновение вод апшеронского бассейна в Приазовье.

В долине Среднего Дона к апшерону относятся слои, входящие (по Р. В. Красненкову и Ю. И. Иосифовой) в состав кривоборской свиты — горянская подсвита, прежде включавшаяся в состав яманьских слоев. Она расчленяется на нижне-, средне- и верхнегорянские слои. Первые содержат теплолюбивую фауну наземных моллюсков; в среднегорянских слоях обнаружены остатки холодолюбивой семенной флоры.

Горянская свита характеризуется находками таманской фауны мелких млекопитающих.

Апшеронский возраст имеют скифские красно-бурые глины, развитые в пределах междуречий в основной толще покровных отложений. Они распространяются до широты Воронежа и дальше к северу неизвестны. Не исключено, что к апшерону могут быть отнесены древнейшие ледниковые отложения, выявленные по р. Ворона в Тамбовской области, которые имеют обратную намагниченность.

ПРИАЗОВЬЕ И ЗАПАДНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Морские отложения с раковинами апшеронских моллюсков здесь обнаружены в единичных скважинах. По этой причине расчленение апшерона данной области и привязка его к горизонтам апшеронского яруса Каспийской области носит условный характер. Континентальные эквиваленты апшерона, напротив, изучены здесь более детально, чем это имеет место в Прикаспийской низменности.

С ранним апшероном в Западном Предкавказье в долине р. Псекупс в разрезе у ст. Саратовская можно связывать средний горизонт аллювиальных отложений, содержащий раковины Unio pseudorumanus Tschep. и другие. Эти отложения представлены внизу галечниками и песками с линзами серых глин, которые кверху сменяются глинами и суглинками. В песках и галечниках, по данным Л. П. Александровой, обнаружены остатки полевок Clethrionomys kretzoii Kowalski, Villanyia petenyii Mehely, V. fejervaryi Kormos, V. exilis Kretzoi, Promimomys cf. moldavicus jachimovitcii Suchov, P. sp., Ellobius aff. tarchancutensis Top.

К тому же стратиграфическому уровню относятся остатки Eucladoceros sp. и Paracamelus cf. kujalnensis (Chom.), обнаруженные Л. И. Алексеевой [1977] в верхних галечниках балки Холодная. В эту же ассоциацию попадает Archidiskodon meridionalis meridionalis (Nesti), остатки которого найдены также в балке Холодная (южная окраина ст. Саратовская). Н. А. Лебедева и Ю. Н. Родзянко относят эти отложения к позднему акчагылу, однако в разрезах Азербайджана остатки A. m. meridionalis (Nesti) обнаружены в полупресноводных отложениях раннего апшерона с Catilloides catilloides (Sjoegr.). Кроме того, остатки слонов этого вида известны из континентальных аналогов апшерона в разрезах Молдавии и Украины, в то время как для позднего акчагыла характерны остатки Archidiskodon gromovi Alex. et Garutt.

Нерасчлененным раннему и среднему апшерону отвечают морские слои разреза г. Ейск, содержащие, по данным Г. И. Попова, Apscheronia propinqua (Eichw.), Bogatschevia sturi (Hörn) и отложения краснодарского горизонта Кубани, по данным А. Г. Эберзина. Лиманно-морские отложения авандельты, вскрытые буровыми скважинами у Малого Кута близ ст. Запорожская на Таманском полуострове, содержащие раковины солоноватоводных и пресноводных моллюсков, Н. А. Лебедева относит к эпохе максимальной среднеапшеронской трансгрессии.

В Западном Предкавказье широко развиты нерасчлененные отложения раннего—низов среднего апшерона. Формирование их происходило в условиях опреснения и глубокой регрессии морских бассейнов в начале апшерона. К ним предположительно отнесены континентальные аллювиально-дельтовые и аллювиально-озерные отложения, занимаю-

щие обширные площади на равнинах Доно-Кубанского междуречья. В ряде карьеров, вскрывающих данные отложения у станиц Березанская, Старо-Минская и др., Н. А. Лебедевой были обнаружены многочисленные кости Archidiskodon meridionalis cf. meridionalis (Nesti). К этому же времени относятся пестроцветные «скифские» глины у г. Приморск (бывш. Ногайск), с остатками A. m. meridionalis (Nesti), залегающие здесь на лиманных (акчагыльских) слоях [Лебедева, 1978].

Там же известно местонахождение остатков позвоночных таманского комплекса, открытое Н. А. Соколовым и изученное И. Г. Пидопличко и В. А. Топачевским.

Эти остатки залегают в аллювиальной толще VI (ногайской) террасы мощностью около 6—7 м. В низах разреза на размытой поверхности известковистых красновато-коричневых «скифских» глин с остатками A. m. cf. meridionalis (Nesti) лежат галечники, местами сцементированные в конгломераты, с линзами грубозернистого косослоистого песка; вверх по разрезу он сменяется грубозернистыми песками. Здесь был обнаружен почти полный скелет Archidiskodon meridionalis tamanensis Dubrovo (определение В. Е. Гарутта). Из этой же толщи собрана богатая фауна мелких млекопитающих, принадлежащая таманскому фаунистическому комплексу. Здесь В. А. Топачевским отмечаются Ellobius kujalnikensis progressus Top., Clethrionomys kretzoii Kow., Villanyia cf. hungaricus Kormos., Mimomys (Microtomys) reidi Hint., M. (M.) intermedius kischlangensis Kretzoii и др. Появляется характерный для этого горизонта Prolagurus (P.) praepannonicus praepannonicus Top. Среди костей, собранных на пляже и в осыпи, В. И. Громовым были определены Archidiskodon meridionalis tamanensis Dubrovo, Equus cf. sussenbornensis Wüsti, Elasmotherium caucasicum Boriss. Аллювиальная песчаная толща террасы перекрывается ярко-красными глинами, по-видимому, того же возраста. Верхние горизонты разреза образованы тонкозернистыми песками и серыми алевритами.

В отложениях той же террасы на южном берегу Таганрогского залива Азовского моря, между поселками Порт-Катон и Маргаритовка, известны находки млекопитающих таманского комплекса. По-видимому, эта же терраса имеет широкое развитие в бассейне р. Кубань, где в формирующих ее отложениях (аллювиальных и аллювиально-озерных) в долинах рек Лаба и Пшиш, по данным Н. А. Лебедевой, содержатся остатки южных слонов и других млекопитающих таманского комплекса и раковины Pseudosturia caudata (Bog.).

Идентичный разрез отложений конца среднего апшерона с таманским комплексом млекопитающих располагается на северном берегу Таманского полуострова около урочища Синяя балка. Здесь встречены остатки Archidiskodon meridionalis tamanensis Dubr., Elasmotherium caucasicum Bor., Equus cf. sussenbornensis Wust., Bison cf. schoetensacki Freud, Trogontherium cuvieri Fisch., Castor tamanensis N. Ver., и др.

К позднему апшерону предположительно относятся отложения верхней части VI террасы с Archidiskodon meridionalis cf. tamanensis Dubrovo.

МОЛДАВИЯ И УКРАИНА

На территории южной Молдавии и юго-западной Украины с ранним апшероном сопоставляются верхние аллювиальные свиты IX террасы речных долин Прута, Дуная и Днестра. В отложениях этой террасы обнаружены остатки некорнезубых полевок одесского комплекса рода Allophaiomys и подрода Lagurodon.

На более высоких террасовых уровнях в это время формируются делювиальные суглинки и супеси.

С ранним же апшероном или началом среднего апшерона мы сопоставляем нижнюю аллювиальную свиту VIII террасы Днестра и других рек юга Украины и Молдавии. На мысу между реками Черная и Днестр у с. Бошерница расположено известное обнажение VIII террасы Днестра, откуда А. Г. Эберзиным определена богатая фауна моллюсков с Bogatschevia sturi (Hörn). В этом месте на высоте 115—120 м, по описанию А. Л. Чепалыги, вскрываются аллювиальные отложения. Они залегают на цоколе, сложенном сарматскими известняками. В песках и гравии содержится обильная фауна моллюсков. Она была подробно изучена В. В. Богачевым, а позже была выделена А. Г. Эберзиным в качестве самой молодой плиоценовой фауны. Г. И. Попов отложения с Bogatschevia sturi (Hörn) сопоставляет с апшероном. По мнению ряда исследователей, возраст отложений с B. sturi — среднеапшеронский.

Малакофауна из описанных отложений теплолюбивая, субтропическая, преимущественно реофильная левантинского типа, с последними скульптированными унионидами и вивипарами. Кроме B. sturi, здесь появляются Margaritifera arca (Tsch.), присутствуют скульптированные Wenziella (W. szigmondy (Kall.) и др. Из мелких млекопитающих, по данным Л. П. Александровой, в Бошернице встречены Allophaiomys pliocaenicus Korm., Villanyia exilis Kretzoi, Mimomys cf. reidi Hinton. В целом для этого горизонта характерна фауна млекопитающих одесского комплекса с Archidiskodon meridionalis meridionalis (Nesti), идентичным слону, описанному из Верхнего Вальдарно (Италия). Остатки лошадей принадлежат крупной форме стеноновой лошади. Мелкие млекопитающие представлены некорнезубыми полевками рода Allophaiomys (A. pliocaenieus Kormos) и подрода Lagurodon (L. arankae Kretzoi). Кроме того, здесь обнаружены Mimomys reidi Hinton, Pliomys kretzoii Kowalski, Pliomys episcopalis Mehely.

На более высоких террасовых уровнях в это время формируется мощная красно-бурая почва, парагенетически связанная с описанным аллювием.

На западном берегу Куяльницкого лимана, в районе санаториев «Куяльник» и им. Семашко, на куяльницких отложениях залегает песчано-глинистая толща, отнесенная Г. П. Михайловским также к куяльницкому ярусу («верхний куяльник» в районе Одессы). В обнажении этой толщи, известной ранее в литературе как местонахождение в разрезе «Лестница Тработти» на Жеваховой горе, собрана богатая коллекция остатков млекопитающих, описанная многими исследователями. Здесь найдены Anancus arvernensis (Croizet et Jobert), Archidiskodon meridionalis meridionalis (Nesti), Paracamelus kujalnensis (Khom.), Equus stenonis Cochi, Elasmotherium caucasicum (Boris.), Sus strozzi (Forsyth Major) и др. Из этих же отложений собрана и изучена фауна мелких млекопитающих: Villanyia cf. petenyii Meh., V. cf. hungaricus Kormos (=V. lagurodontoides Schev.), Mimomys cf. pliocaenicus F., M. reidi Hint., Lagurodon praepannonicus primaeus Topačevski, L. arankae Kretz., Allophaiomys pliocaenicus Kormos и др. А. И. Шевченко выделила эту фауну в одесский фаунистический комплекс. Формы этого комплекса обнаружены также в отложениях верхнего горизонта разреза у с. Крыжановка близ Одессы («верхний куяльник»). Своеобразие этой фауны заключается в появлении наряду с корнезубыми формами полевок некорнезубых — подрода Lagurodon и рода Allophaiomys, подрода Prolagurus (P. praepannonicus primaeus Topačevski). Среди крупных млекопитающих отмечается присутствие Archidiskodon meridionalis meridionalis (Nesti). Поскольку последний появляется впервые в отложениях, сопоставляемых нами с самым ранним апшероном (верхние

горизонты аллювия IX террасы рек Молдавии и Украины, к которым также приурочены и первые находки фауны некорнезубых полевок), мы считаем возможным относить фауну, известную из указанных отложений, также к одесскому фаунистическому комплексу.

Вместе с фауной млекопитающих одесского комплекса в отложениях у санатория «Куяльник» и в верхнем горизонте разреза у с. Крыжановка А. Л. Чепалыгой описана фауна пресноводных моллюсков с Bogatschevia scutum Bog. и подрод Pseudosturia и др. Здесь же отмечены апшеронские остракоды [Семененко, Шеремета, 1963].

В Молдавии и на юго-западе Украины этот возраст имеют верхние аллювиальные свиты VIII террасы Прута, Дуная, Днестра мощностью 15—20 м.

На более древних террасах и на водоразделах в это время формируются зеленовато-палевые покровные суглинки.

Описанные отложения верхов VIII террасы характеризуются в общем остатками теплолюбивой фауны моллюсков, хотя по составу видов в это время фиксируется некоторое похолодание климата. В этой фауне возрастает роль бореальных элементов. Последние присутствуют в значительном количестве. В реофильных комплексах отмечается развитие родов Bogatschevia, Pseudosturia, Potomida, Unio, Corbicula, на юге Viviparus, Fagotia, Theodoxus. Комплексы лимнофильных моллюсков представлены Potamoscapha, Euphrata, а также Anodonta, а стагнофильных — Lymneae, Planorbis, Coretus, Valvata, Bithynia.

Со средним апшероном сопоставляются также отложения, которые слагают нижние аллювиальные свиты VII террасы рек Южной Молдавии и Украины и их стратиграфические аналоги.

На более высоких террасовых уровнях в это время формируется самая верхняя красно-бурая почва. В одесском Причерноморье к отложениям этого возраста по стратиграфическим соотношениям отнесены нижние свиты лиманно-дельтовых отложений разреза у с. Морозовка на Хаджибейском лимане.

Отложения низов VII террасы содержат теплолюбивую фауну пресноводных моллюсков средиземноморского типа с явным преобладанием реофилов. Здесь не появляется ни одного нового рода или подрода, все новообразования имеют видовой ранг. Максимальное развитие получает род Pseudosturia. Широко представлены Potomida, Crassiana, последние скульптированные унионiды. Специфическими для этого комплекса являются Pseudosturia rossica (Ebers.), Potomida sublittoralis Tschep., Crassiana crassoides Tschep., Unio pseudochosaricus Tschep.

Млекопитающие принадлежат таманскому фаунистическому комплексу. В отложениях встречаются остатки Archidiskodon meridionalis meridionalis tamanensis Dubrovo, Equus cf. sussenbornensis Wüst.

В обрыве восточного берега Хаджибейского лимана в 1—1,5 км южнее с. Морозовка над куяльницкими слоями обнажается горизонтально-слоистая песчано-глинистая толща позднего апшерона с массой раковин пресноводных моллюсков. В этой толще были найдены обломки зуба Archidiskodon cf. meridionalis tamanensis Dubr. и в большом количестве остатки мелких млекопитающих. В цоколе террасы лежат мэотические глины.

В алевритовых и песчаных прослоях присутствует типичная «холодная» фауна пресноводных моллюсков обедненного состава. Здесь преобладают лимно- и стагнофилы, теплолюбивых элементов нет, из реофилов есть представители рода Unio (U. cf. kujalnicensis Mang., U. tumidus Retz.). Наиболее многочисленны бореальные виды моллюсков Anodonta cellensis Gmel., обычны легочные моллюски Lymnaea, Planorbis, а также Valvata, Bithynia, Teodoxus. Очень редко встречается Potomida ex gr. littoralis (Cuv.).

Эта фауна характерна для позднего апшерона каспийского бассейна; местами она встречается вместе с солоноватоводной апшеронской фауной (например, хребты Караджа и Боз-Даг в Западном Азербайджане).

Фауна млекопитающих, встреченная в упомянутом разрезе на Хаджибейском лимане, принадлежит таманскому комплексу, его заключительной фазе. Тут были обнаружены остатки Anancus arvernensis (Cr. et Job.), Archidiskodon meridionalis tamanensis Dubrovo, Dicerorhinus etruscus (Falc.), Elasmotherium caucasicum Boriss., Bison tamanensis N. Ver., Praemegaceros verticornis (Damk.) и др.

Среди мелких млекопитающих встречены Pliomys episcopalis Mehely, Clethrionomys kretzoii Kowalski, Mimomys (Microtomys) reidi Hinton, Prolagurus (Lagurodon) arankae Kretzoi, отмечается появление подрода Prolagurus (P.) cf. pannonicus Kormos, Pitymys (P.) hintoni Kretzoi [Александрова, 1965].

К этому же позднеапшеронскому возрасту относятся верхние пачки аллювиальных и лиманно-дельтовых отложений VII террасы крупных рек юго-западной Украины и Молдавии.

Изучение отложений рассматриваемого возраста в ледниковой области показывает, что их накопление происходило в условиях меняющегося климата. Так, Е. П. Заррина и И. И. Краснов считают, что можно, видимо, говорить по крайней мере о двух потеплениях и одном похолодании, бывших в это время. Первое потепление, вернее, интервал времени с теплым климатом можно рассматривать как доледниковье. В связи с этим в ряде районов выделяются до трех стратиграфических подразделений, которые, вероятно, являются более крупными и сложными, чем горизонт. Как правило, все эти отложения приурочены к депрессиям рельефа. Так, в Белоруссии Г. И. Горецким описаны в системе палео-Немана озерно-аллювиальные отложения, накапливавшиеся при неоднократных похолоданиях и потеплениях климата и выделяемые по спорово-пыльцевым спектрам на фоне нарастающего похолодания. По Г. И. Горецкому [1980], к апшерону относятся вселюбская и сморгоньская свиты. Вероятно, эти отложения одновозрастны даумантайским отложениям Литвы.

Последние представлены озерно-аллювиальными образованиями, формирование которых происходило в условиях резких климатических колебаний, выделяемых по пикам березы и сосны с одновременным возрастанием количества пыльцы широколиственных пород.

Тот же возраст имеет так называемый вильнюсский перигляциал и оледенение. Они сменяются потеплением, за которым вновь следует похолодание. Иногда выделяются до трех похолоданий, разделенных двумя потеплениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В раннем апшероне зональное распределение растительности выступает особенно ярко. Некоторое потепление климата самого конца акчагыла на фоне усиливающейся континентальности его привело к смещению климатических зон. Зона тайги сместилась к северу. В бассейне нижней Камы широкое развитие имели смешанные леса, в которых продолжали преобладать хвойные. В районе Прикаспия климатические изменения сказались на широком развитии растительности кустарников и трав, формировании ландшафтов открытых пространств, где древесная растительность оказалась приуроченной лишь к овражно-балочной сети и долинам рек. По результатам спорово-пыльцевого анализа отложений, вскрытых скважиной у г. Кизляр, по данным И. В. Масловой, на границе апшерона и акчагыла отмечается похолодание. Однако большая часть раннего апшерона, по ее мнению, характеризуется теп-

лолюбивыми спектрами. В начале среднего апшерона прослеживается обеднение состава растительности (зона V И. В. Масловой) по сравнению с растительностью раннего апшерона. Возможно, оно характеризует середину среднего апшерона. В конце последнего по спектрам выделяются следы потепления климата (зона VI И. В. Масловой).

С поздним апшероном сопоставляются спорово-пыльцевые зоны VII—IX, выделенные И. В. Масловой в том же разрезе. В середине зоны VII совершенно исчезает пыльца лиственных пород. В зоне IX господствует пыльца степной растительности; среди древесной преобладают сосна и береза.

Возможно, что потепление в конце раннего апшерона, отмеченное И. В. Масловой, падает на начало среднего апшерона, как это вытекает из материалов А. А. Чигуряевой и некоторых других (см. ниже). Однако, несомненно, что климат в течение апшерона не был однородным, а испытывал неоднократные колебания.

На это указывает и чередование лёссовидных пород с ископаемыми почвами в субаэральных отложениях, коррелируемых с субаквальными апшеронскими осадками. Всего в апшероне намечается по крайней мере три холодные и две теплые фазы.

По данным А. А. Чигуряевой, в развитии флоры и растительности апшерона по морским осадкам на юге Северного Прикаспия можно наметить 8 фаз.

1 фаза. Начало раннего апшерона ознаменовано постепенным развитием елово-сосновых лесов с березой, ольхой и вересковыми, небольшим участием папоротников, плаунов и сфагновых мхов. Степная растительность представлена в основном маревыми с небольшим участием сложноцветных и эфедры.

2 фаза. На смену лесным сообществам пришли безлесные пространства. Доминировали маревые группировки. Одновременно где-то небольшие площади занимало редколесье или отдельные небольшие площади лесов, так как встречаются единичные зерна ели, сосны, пихты, березы, эфедры, вересковых и споры папоротников и мхов — представители лесной и степной растительности предыдущей фазы.

3 фаза. Начало среднего апшерона характеризуется сосново-еловыми лесами с вересковыми, плаунами, папоротниками и сфагновыми мхами (вересково-сфагновый горизонт 1); широким развитием лесостепей с широколиственными, березовыми колками и участками разнотравных степей (особенно в начале и конце лесной фазы). Характерно присутствие эфедры. Отмечается наличие пресных водоемов.

4 фаза. Развитие безлесных пространств (почти немая).

5 фаза. Елово-сосновые, затем елово-сосново-березовые леса с примесью широколиственных (липа, вяз, орешник), с вересковыми, папоротниками, плаунами, со сфагновыми мхами (вересково-сфагновый горизонт 2). Была развита сеть пресноводных водоемов (рдест, рогоз, частуха) и лугов (злаки).

6 фаза. Безлесные пространства (немая пачка с единичными пыльцевыми зернами).

7 фаза. Начало позднего апшерона по скважине, пройденной в Волгоградской области, начинается с сосново-еловой лесной фазы с примесью широколиственных пород, с папоротниками и незначительным участием сфагновых мхов. По разрезу другой скважины в эту фазу господствовали лесостепные условия, хотя и здесь заметно произрастание сосново-березовых лесов с пихтой, елью, широколиственными, вересковыми, папоротниками и сфагновыми мхами. Степные участки были заняты маревыми группировками с небольшим участием полыней, сложноцветных и разнотравья. Немалую роль в это время в ландшафте занимали пресноводные водоемы.

8 фаза. Поздний апшерон завершает безлесная фаза. Здесь обнаружены лишь единичные пыльцевые зерна сосны, маревых, частухи и споры папоротников (по 1—2 зерна).

Из приведенного выше можно сделать вывод, что две первые фазы свидетельствуют о достаточно прохладном, в начале влажном, а затем более сухом климате раннего апшерона. Средний апшерон характеризуется более теплым климатом (фазы 3 и 5). Что касается фаз 4 и 6, почти неохарактеризованных пыльцой, трудно делать какие-то выводы о климате в это время. Возможно, в течение среднего апшерона и в конце его и были похолодания и ксерофитизация климата, что отмечается также и по данным И. В. Масловой, В. К. Немковой и Е. А. Блудоровой, и по геологическим данным. В позднем апшероне намечается уже явная ксерофитизация и похолодание.

Таким образом, данные И. В. Масловой, А. А. Чигуряевой, В. К. Немковой и Е. А. Блудоровой совпадают с общими выводами о неоднократных климатических колебаниях в течение апшерона.

Очень важно также подчеркнуть мнение А. А. Чигуряевой, что апшеронская флора является близкой к современной.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л. П. Ископаемые полевки из эоплейстоцена южной Молдавии и юго-западной Украины.— В кн.: Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965.

Александрова Л. П. Находки остатков мелких млекопитающих в антропогеновых отложениях р. Псекупс.— В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М., 1977.

Александрова Л. П., Трубихин В. М., Чепалыга А. Л. Фаунистическая и палеомагнитная характеристика разреза Домашкинские Вершины.— В кн.: Поздний кайнозой северной Евразии. (К X конгр. INQUA). М., 1977, Ч. I.

Алексеева Л. И. О фауне псекупского типа.— В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М., 1977.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины: Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964.

Горецкий Г. И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей. Минск: Наука и техника, 1980.

Лебедева Н. А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978.

Семененко В. И., Шеремета В. Г. Новые данные о времени образования плиоценовых отложений на юге Украины.— Геол. журн., 1963, т. 23, вып. 5.

Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1971.

Сухов В. П. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М.: Наука, 1970.

Чепалыга А. Л. Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей (Понто-Каспия) в плиоплейстоцене: Автореф. дис. ... д-ра географ. наук, 1980.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.661.

А. Н. ГРИШАНОВ, В. Н. ЕРЕМИН, З. А. ИМНАДЗЕ,
Т. Г. КИТОВАНИ, Ш. К. КИТОВАНИ,
Э. А. МОЛОСТОВСКИЙ, Р. И. ТОРОЗОВ

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ И НИЖНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГУРИИ (ЗАПАДНАЯ ГРУЗИЯ) ПО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Верхнеплиоценовые и нижнеплейстоценовые образования Восточного Причерноморья изучаются в течение нескольких десятилетий, однако некоторые принципиальные вопросы их стратиграфии не решены окончательно. До сих пор остается спорной проблема границы плиоцена и плейстоцена; немало противоречий возникает при сопоставлении местных подразделений как внутри самого Причерноморья, так и с их возможными аналогами в Каспийской области.

Опыт исследований последних лет показал, что некоторые дискуссионные вопросы стратиграфии новейших отложений Юга СССР могут быть решены лишь при их комплексном геологическом, палеонтологическом и палеомагнитном изучении. Для работ подобного типа Западная Гурия представляет особый интерес, так как в отличие от других районов Причерноморья здесь имеются многочисленные естественные разрезы, где в непрерывном практически залегании присутствуют напластования верхнего плиоцена и низов квартера. Между тем по сравнению с Каспийской областью и северо-западным Причерноморьем плиоцен-четвертичные отложения Западной Грузии еще слабо изучены в палеомагнитном отношении. Рекогносцировочные исследования, выполненные здесь ранее В. А. Зубаковым и В. В. Кочегурой, охватили лишь часть известных разрезов верхнего плиоцена. Кроме того, интерпретация полученных данных оказалась небезусловной и впоследствии неоднократно менялась [Зубаков, Кочегура, 1973, 1976; Зубаков, 1977].

Авторы настоящей статьи в течение ряда лет проводили детальное палеонтологическое и палеомагнитное изучение опорных разрезов плиоцена и нижнего плейстоцена Гурии. Геологическая часть работы была выполнена Ш. К. Китовани и Р. И. Торозовым, палеонтологическая — Т. Г. Китовани и З. А. Имнадзе, палеомагнитная — Э. А. Молостовским, А. Н. Гришановым и В. Н. Ереминым. Полученные результаты излагаются ниже.

Сложная блоковая тектоника описываемого района, интенсивная дислоцированность новейших отложений и пестрая палеогеографическая обстановка, царившая здесь в позднем кайнозое, обусловили значительные колебания мощностей отдельных горизонтов, их литолого-фациальную неоднородность и стратиграфическую неполноту некоторых разрезов. Перечисленные обстоятельства, естественно, сильно затрудняют увязку разобщенных обнажений и в полной мере могут быть учтены лишь при детальном геологическом изучении отдельных участков. Наиболее полно верхнеплиоценовые напластования обнажены вдоль северного крыла Натанебского синклинория [Китовани и др., 1982]. Здесь, в долинах правых притоков р. Натанеби, между с. с. Гу-

рианта и Шава на верхнем киммерии согласно лежит 3—12-метровая пачка куяльницких отложений, представленная голубовато-серыми глинами, песчаниками и алевролитами с моллюсками: Didacna medeae Davit., Ecericardium subguttula Ebers., Submonodacna pleonexia Davit., Pseudocatillus sp.. Didacnomya dalii (Tschel.), Chartoconcha postkimmeria Davit., Monodacna postdonacoides Davit., Dreissena anisoconcha choriensis Tschel., Euxinomargaria mandarinica (Sen.) и остракодами: Caspiocypris orientalis (Krst.), Typhlocypris selaeno Krst., Bacunella abchazica Vek., Tyrrhenocythere kujalnicensis (Imn.), T. originalis (Imn.), T. aff. frigusa Klein, Pontoniella acuminata (Zai.), Loxoconcha tetragona Imn., Pontoleberis pontica (Stan.).

Образцы на палеомагнитный анализ из куяльницкого горизонта были отобраны в разрезах у с. с. Гурианта (по рекам Скурдуби и Цинагеле), Хварбети, Гогорети-Мерия и по р. Нахвата.

Выше следует гурийский горизонт, который начинается 2—5-метровой пачкой глинистых песчаников, переполненных Dreissena ex gr. rostriformis. Т. Г. Китовани и З. А. Имнадзе [1974] относят дрейссеновые слои к гурийскому горизонту, исходя из присутствия в них типичных для гурия остракод родов Tyrrhenocythere, Loxoconcha, Leptocythere и появления моллюсков рода Digressodacna.

Дрейссеновые слои перекрыты толщей переслаивающихся серых полимиктовых песчаников, песчаных глин и алевролитов (микромелаиевые слои), в которых изредка встречаются Pyrgula sp., Micromelania sp., Digressodacna sp. Гурийский горизонт заканчивается надарбазевскими слоями, охарактеризованными многочисленными моллюсками: Digressodacna minor Kitov., D. lithopodoliciformis Davit. et Kitov., D. digressa (Livent.), D. longipes Kitov., D. digressa jasoni Davit., D. triquetra (Livent.), D. convexa Kval., Dreissena polymorpha (Pall.), и остракодами — Guriella abstracta Imn., Leptocythere guriana Imn., Leptocythere bosqueti Livent., Tyrrhenocythere azerbaidjanica (Livent.), T. pseudoconvexa (Livent.), T. quadrata Imn., T. giganta Imn., Tyrrhenocythere davidii Inm., Xestoleberis chanacovi Livent., Pontoleberis pontica (Stanch.), Loxoconcha rugosa Step., L. sinegubi Imn. и др.

Мощность гурийских отложений в бассейне р. Натанеби (включая дрейссеновые слои) составляет 80—95 м. В полном объеме они были пройдены с отбором ориентированных образцов в разрезах у с. с. Хварбети и Гогорети-Мерия, нижняя часть гурия обследовалась на р. Цинагеле близ с. Гурианта, верхи разреза — по р. Чахвата у с. Нагобилеви.

Гурийский горизонт согласно перекрывается чаудинскими напластованиями, которые выделены в последнее время в нагобилевский горизонт [Китовани и др., 1982]. Последний сложен алевролитами, глинами, реже песчаниками. В верхах разреза роль песчаного материала постепенно возрастает, в отдельных интервалах присутствуют конгломераты. Разрез горизонта начинают натанебские слои[1], которые в низах охарактеризованы моллюсками: Digressodacna ex gr. kvaliashvilii Kitov., D. triquetra didacnoides sub sp. n., D. gracilior Davit., Tshaudia pavlovi (Livent.), T. ex gr. serrata (Livent.), T. nissa Kitov., T. lithopodoliciformis tshaudiaeformis Kitov., T. guriana Livent., T. sviana Kitov., T. pernemia Kval., Submonodacna pleistopleura Davit., Dreissena ex gr. polymorpha (Pall.). В верхней их части присутствуют: Didacna pseudocrassa opima Livent., D. pseudocrassa tipica Livent., Tshaudia ex gr. tshaudae (Andrus.), T. serrata (Livent.), T. nissa quadrangulata Kitov., T. pernemia (Kval.), T. liventali sp. n., T. guriana (Livent.), T. pavlovi (Livent.), Submonodacna pleistopleura (Davit.), Dreissena polymorpha (Pall.), Micromelania sp. и др.

[1] По данным ряда исследователей (Г. А. Квалиашвили, П. В. Федоров и другие авторы) эти слои относятся еще к верхам гурийских отложений.— *Прим. рец.*

Микрофауна натанебских слоев — остракоды: Caspiolla liventalii (Evl.), Cyprina (?) sp., Pontoniella tshaudae Imn., Loxoconcha tshaudae Imn., Tyrrhenocythere iverica Imn., T. davitaschvilii Imn., Bacunella ex gr. djanelidzei Vek. и фораминиферы: Elphidium sp., Nonion sp.

Выше следуют цвермагальские слои, охарактеризованные моллюсками: Didacna pseudocrassa tipica Livent., D. pseudocrassa opima Livent., D. pseudocrassa oblonga Livent., D. davitashvilii Kitov., Tshaudia tshaudae (Andrus.), T. tshaudae elongata Kitov., Tshaudia liventali sp. n., Submonodacna pleistopleura (Davit.), Monodacna cazecae Andrus., «Didacna» plesiochora Davit., Micromelania sp. и др. и остракодами: Pontoniella pontica Agal., Caspiolla acronasuta (Livent.), Bacunella tshaudae Imn., B. dorsoarcuata subsp. n., Turkmenella pseudoabnormis Imn., Leptocythere aff. bronarii Livent., L. irinae Imn., L. meriae Imn., Tyrrhenocythere davitashvilii Imn., T. dapkwiashvilii Imn., T. gavrilovi Mark., Loxoconcha aff. varia Livent., I. tshaudae Imn.

Мощность нагобилевского горизонта в этой полосе не превышает 50 м. Нагобилевский горизонт изучался в разрезах у с. Нагобилеви (по р. Чахвата), у с. Джапареули (по проселочной дороге), по р. Нахвата (у мельницы) и у с. Шава. На р. Чахвата изучен почти полный его разрез в составе цвермагальских и натанебских слоев, в разрезах Джапареули и Нахвата были обследованы низы горизонта. В с. Шава на обочине шоссейной дороги пройдены с отбором штуфов натанебские слои видимой мощностью около 10 м (разрез Шава I). Несколько южнее, в долине р. Шава, изучены цвермагальские слои, представленные 10-метровой пачкой глинистых песчаников, перекрытых конгломератами и песчаниками древнего эвксина (разрез Шава II).

На северном борту Гурийсмтебского синклинория изучались нагобилевский и древнеэвксинский горизонты. Их разрезы известны в районе с. с. Супса и Чкуни и близ совхоза «Цвермагала». На горе Цвермагала в пределах территории совхоза имеются два крупных разреза цвермагальских слоев мощностью 20 и 60 м. В обнажении на горе Цвермагала именно эти слои трансгрессивно налегают на дислоцированные глины среднего миоцена и перекрываются охристо-желтыми песками древнего эвксина с отпечатками Dreissena ex gr. caspia, Didacna ex gr. baericrassa [2] (разрез Цвермагал I). В соседнем обнажении, в ущелье на склоне горы, вскрыты цвермагальские слои, верхняя и нижняя границы которых не обнажаются (разрез Цвермагал II).

Эталонными для древнего эвксина нами избраны обнажения в долине нижнего течения р. Супса, где между с. с. Супса и Чкуни в придорожных выемках на шоссе и выше по склону вдоль полевой дороги на чайной плантации на среднесарматских отложениях с явно выраженным угловым несогласием залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Глины серые песчанистые с тонкими прослоями песчаников . . .	6
2. Конгломераты с редкими прослоями глин	6
3. Тонкое переслаивание песчаных глин и глинистых песчаников . . .	15
Перерыв в обнаженности — 15 м. Выше по разрезу вдоль дороги на чайной плантации обнажены:	
4. Переслаивание песчаных глин и мелкогалечных конгломератов . .	5
5. Глина желто-серая, песчанистая, тонкослоистая	13
6. Конгломерат желто-бурый, мелкогалечниковый, рыхлый . . .	10
7. Глина серая, песчанистая, с прослоями желто-бурых песчаников .	22
Перерыв в обнаженности — 10—15 м. Разрез наращивается вверх в придорожных выемках вдоль шоссе на восточной окраине с. Супса.	
8. Переслаивание серых глин, алевритов и глинистых песчаников . . .	40

[2] По мнению многих исследователей (А. Г. Эберзин, П. В. Федоров и другие) Didacna baericrassa Pavl. появляется еще в чаудинских отложениях стратотипического разреза на мысе Чауда и не может служить руководящей формой для древнего эвксина.— *Прим. рец.*

В слоях 1—4 описанного разреза собрана моллюсковая фауна: Didacna pseudocrassa (Pavl.), Tshaudia tshaudae (Andrus.), Submonodacna sp., Dreissena ex gr. caspia (Eichw.), D. polymorpha (Pall.) и остракоды: Caspiolla acronasuta (Livent.), C. venusta (Zal.), Caspiocypris trapecoidalis (Krst.), Bacunella dorsoarcuata (Zal.), Cytherissa bogatshovi Livent., Tyrrhenocythere giganta Imn., Loxoconcha sinegubi Imn., L. petasa Livent. Из слоев 7 и 8 описан комплекс древнеэвксинских остракод: Caspiolla gracilis bacuana (Lub.), C. acronasuta (Liv. ent.), Cytherissa bogatschovi triformis Livent., Leptocythere bicornis Asl., Advenocypris sp., что позволяет установить границу чауды с древним эвксином в основании конгломератов сл. 6

В общей сложности комплексному обследованию были подвергнуты 13 опорных разрезов, где отобраны более 600 ориентированных штуфов. Границы стратиграфических подразделений во всех обнажениях указывались палеонтологами и тщательно отмечались при привязке палеомагнитных образцов. В разрезах, где биостратиграфические рубежи недостаточно четко улавливались визуально, проводились дополнительные сборы макро- и микрофауны.

Интервал отбора ориентированных образцов варьировал в пределах 0,5—1,2 м. В зонах сокращенных мощностей и близ стратиграфических границ образцы брались через 0,05—0,2 м. Каждый штуф распиливался впоследствии на 4—6 ориентированных кубиков. Магнитные измерения проводились на серийных приборах ИОН-1 и ИМВ-2. Комплекс лабораторных исследований, помимо измерений образцов после двухнедельной выдержки в положении in situ, включал массовую температурную чистку в интервале 150—300° и выборочную чистку в переменных полях ($\bar{H}$=150—200 э). Для части коллекции использовалась комбинированная чистка, в процессе которой образец, предварительно нагретый в немагнитном пространстве до 100—120°, размагничивался затем в переменном поле ($\bar{H}$=100÷150 э). Режимы чисток и их сочетания подбирались эмпирически.

Для изучения магнитных минералов использовались иммерсионные препараты, снимались кривые насыщения в нормальном магнитном поле (I_{rs}), определялись разрушающие поля намагниченности насыщения (H_{cs}). Основными носителями естественной остаточной намагниченности в изученных породах являются свежие угловатые зерна аллотигенного магнетита размерностью 0,1—0,005 мм. При нормальном намагничивании насыщение наступает обычно в полях 1600—1800 э, разрушающие поля H'_{cs} не превышают 300—400 э.

Доля вязкой намагниченности у большинства образцов достигает 50—70% суммарной I_n, но основная часть ее снимается в процессе магнитных чисток, что позволяет вполне уверенно определять характер палеомагнитной зональности разрезов.

В некоторых обнажениях были обнаружены значительные пачки пород с аномальными направлениями I_n. Последним свойственно группирование векторов в северных квадрантах с проекцией на верхнюю полусферу. В процессе магнитных чисток большинство таких векторов смещалось в южную часть стереограммы с сохранением отрицательного наклонения. Это позволяет рассматривать «аномальную» намагниченность как результат азимутальных разбросов, вызываемых геометрическим сложением первичной и вторичных компонент I_n, и включать соответствующие слои в зоны обратной полярности.

Вследствие метастабильности основной части пород для определения средних направлений остаточной намагниченности был использован метод смещения точек I_n ср. для зон прямой и обратной полярности по кругу перемагничивания до угла в 180° пропорционально их расстояниям от направления современного поля. С учетом полученных поправок средние направления I_n в разрезах Супса и Чахвата состави-

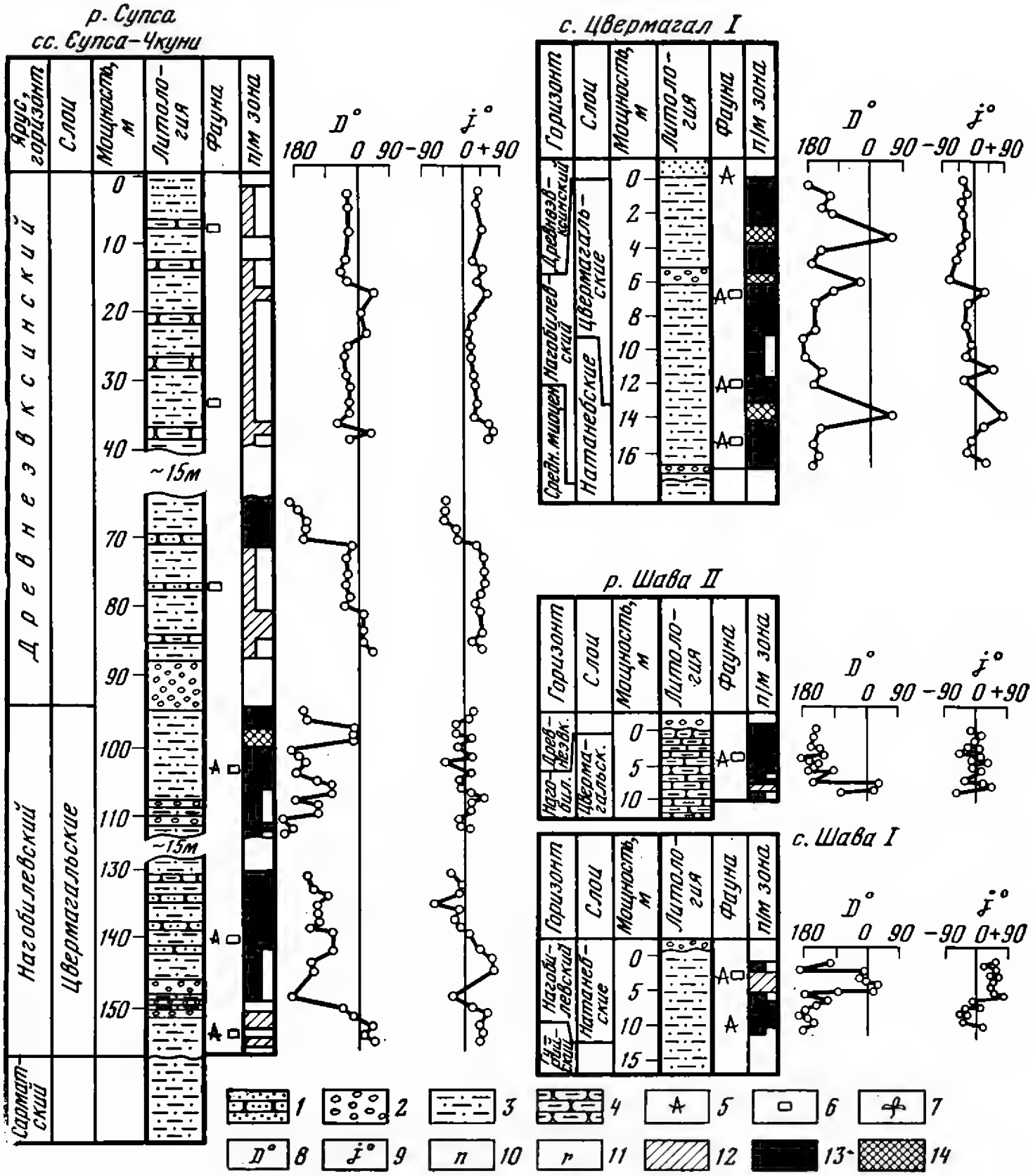


Рис. 1. Опорные разрезы верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии (Супса, Цвермагала, Шава)

1 — пески, рыхлые песчаники; *2* — конгломераты; *3* — глины песчанистые; *4* — пески глинистые; *5* — моллюски; *6* — остракоды; *7* — флора; *8* — склонение естественной остаточной намагниченности; *9* — наклонение естественной остаточной намагниченности; *10* — прямая полярность; *11* — обратная полярность; *12* — магнитозоны прямой полярности; *13* — магнитозоны обратной полярности; *14* — интервалы аномальной намагниченности

ли для прямой полярности: $D_{ср}=20°$, $j_{ср}=50°$, для обратной — $D_{ср}=200°$, $j_{ср}=-50°$.

Палеомагнитные характеристики по основным разрезам приведены на рис. 1—3, корреляционная схема — на рис. 4. В сводном разрезе верхнего плиоцена и древнего эвксина выделяются две крупные магнитозоны. Нижняя зона обратной полярности объединяет куяльницкий, гурийский и нагобилевский горизонты, верхний интервал прямой намагниченности охватывает древнеэвксинские слои. Судя по занимаемому стратиграфическому положению, эти интервалы прямой и обратной полярности могут быть сопоставлены соответственно с зонами Брюнес

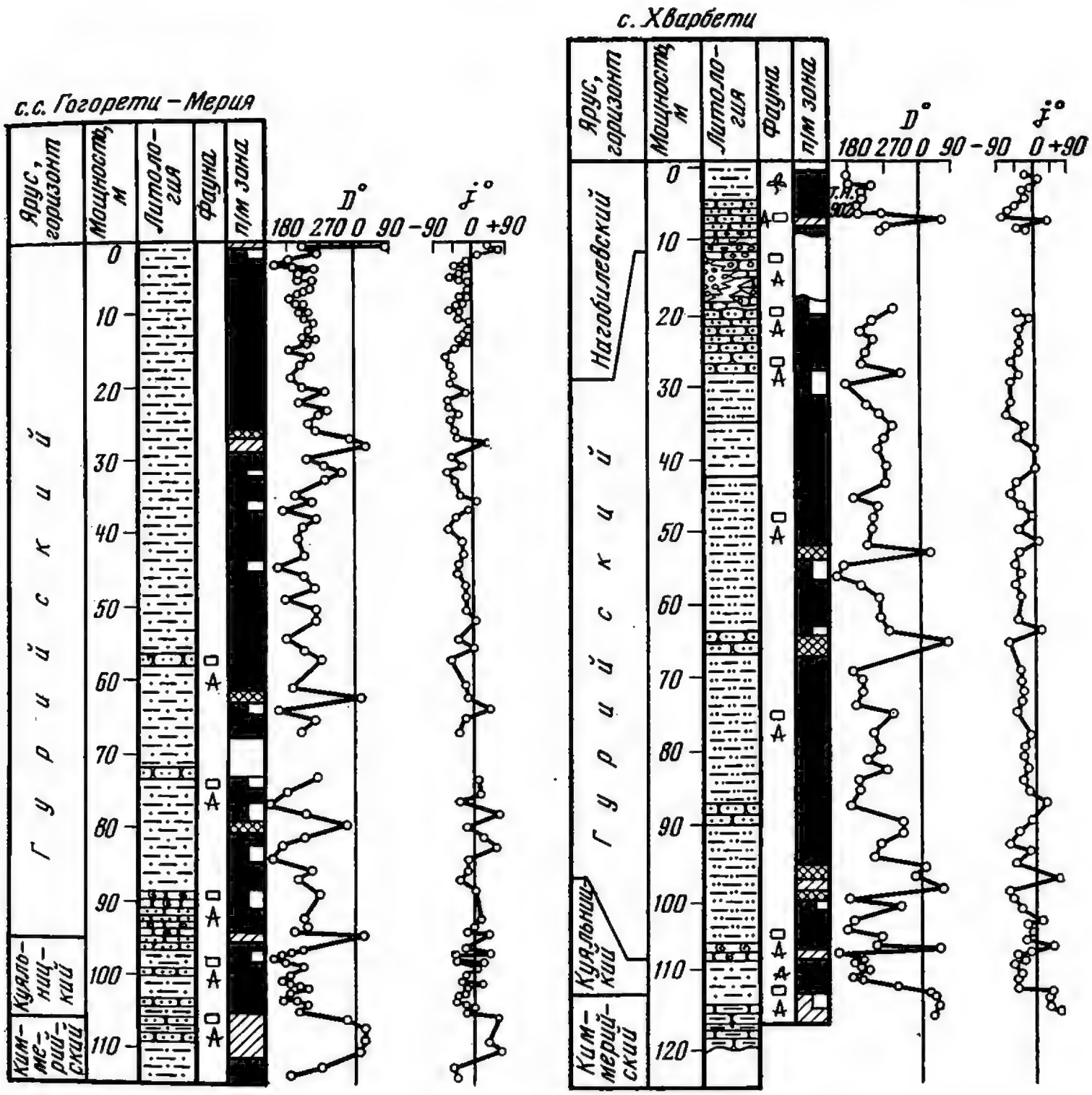


Рис. 2. Опорные разрезы в верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложениях Гурии (Гогорети-Мерия, Хварбети)

Условные обозначения см. рис. 1

и Матуяма магнитохронологической шкалы А. Кокса. Граница зон, судя по строению разрезов Шава II, Цвермагал I и Супса-Чкуни, практически совпадает с основанием древнего эвксина.

Основные магнитозоны осложнены пятью узкими субзонами противоположной полярности, стратиграфические соотношения которых показаны на рис. 4. Верхняя субзона обратной полярности зафиксирована в двух параллельных обнажениях разреза Супса-Чкуни в нижней части древнего эвксина. Ее наиболее реальным аналогом является, видимо, r-эпизод Уреки [Зубаков, Кочегура, 1976], занимающий близкий стратиграфический уровень.

Четыре субзоны прямой полярности выявлены и прослежены по простиранию в пределах ортозоны Матуяма. Верхняя субзона (n_1) приурочена к самым верхам натанебских слоев, вторая (n_2) совпадает с границей нагобилевского и гурийского горизонтов, третья (n_3) выявлена в низах гурия, четвертая (n_4) тяготеет к самым верхам куяльника и фиксируется близ подошвы дрейссеновых слоев (см. рис. 4). Субзоны n_1, n_2, n_4 прослежены на одних и тех же уровнях в серии взаимо-

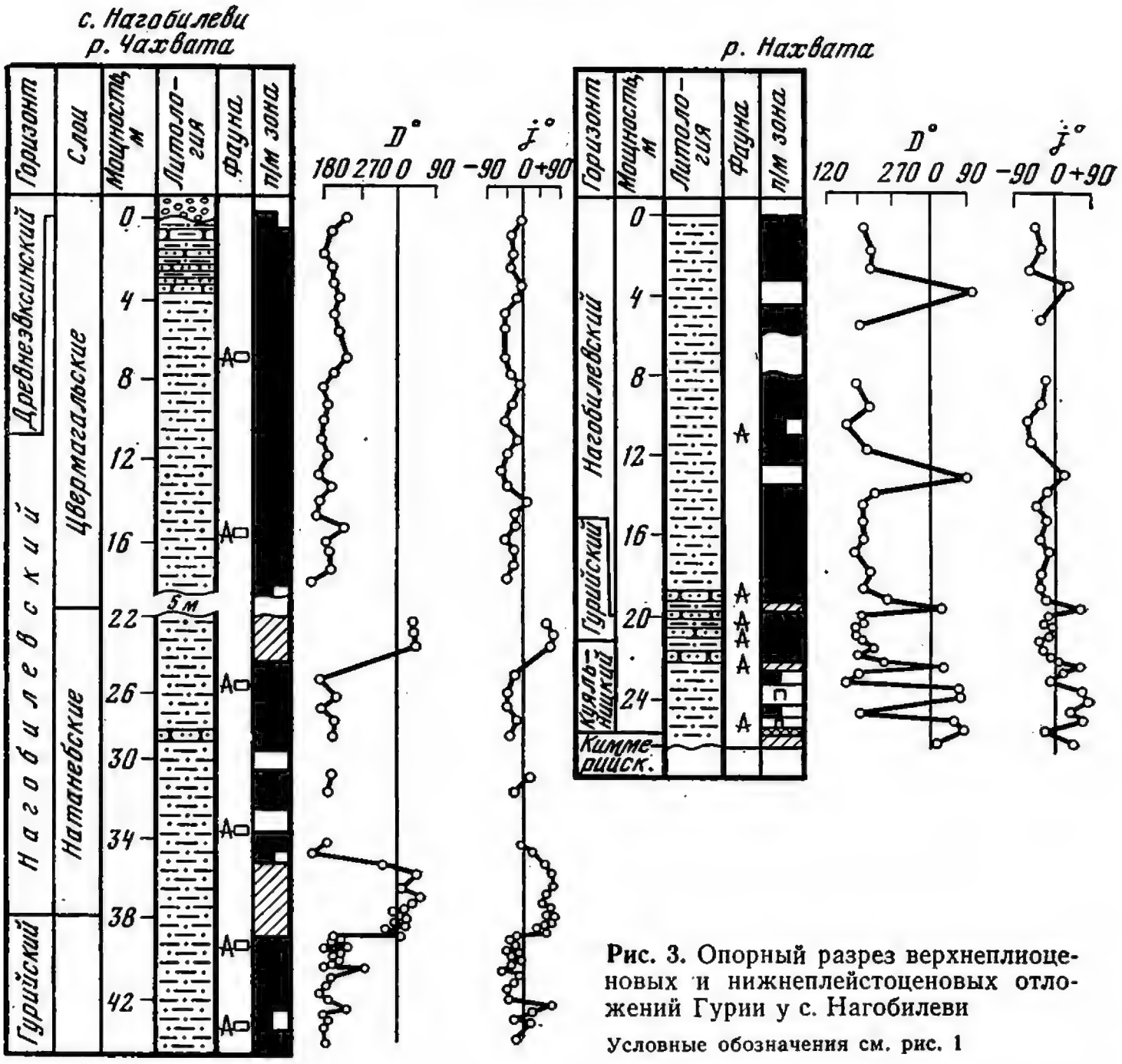


Рис. 3. Опорный разрез верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии у с. Нагобилеви

Условные обозначения см. рис. 1

увязанных разрезов, нижнегурийская субзона n_3 выявлена только в разрезах Хварбети I и Хварбети II. Однозначная идентификация перечисленных субзон связана с определенными трудностями. Вначале авторы рассматривали их как аналоги эпизодов Харамильо, Гилса и Олдувей, исходя из предположения, что сближенные субзоны n_3 и n_4 слагают один расщепленный n-горизонт. С чисто палеомагнитных позиций подобная интерпретация вполне допустима, но, судя по результатам недавних исследований в других районах, возможен иной вариант их сопоставления. В частности, Г. З. Гурарием с соавторами [1976] в пределах зоны Матуяма в среднем апшероне установлен четвертый n-эпизод, примыкающий к Харамильо. К аналогичному выводу пришел и В. А. Зубаков [1977], выделивший в верхах плиоцена неизвестный ранее эпизод Квемо-Натанеби с абсолютным возрастом около 1,1—1,2 млн. лет. С учетом этих материалов более реальными представляются следующие соотношения субзон гурийского плиоцена с эпизодами магнитохронологической шкалы: субзона n_1 — Харамильо, n_2 — Квемо-Натанеби, n_3 — Гилса, n_4 — Олдувей.

В соответствии с такой корреляцией цвермагальские слои отвечают верхам зоны Матуяма (0,70—0,90 млн. лет), натанебские слои заключены между эпизодами Харамильо и Квемо-Натанеби (0,90—1,2 млн. лет), гурийский горизонт заканчивается субзоной Квемо-Натанеби и начинается ниже субзоны Гилса ($\sim$1,2—1,9 млн. лет), куяльницкий горизонт кончается над субзоной Олдувей (1,9 млн. лет) и начинается у границы зон Матуяма—Гаусс (2,43 млн. лет).

Не совсем пока ясен вопрос об объеме и стратиграфическом поло-

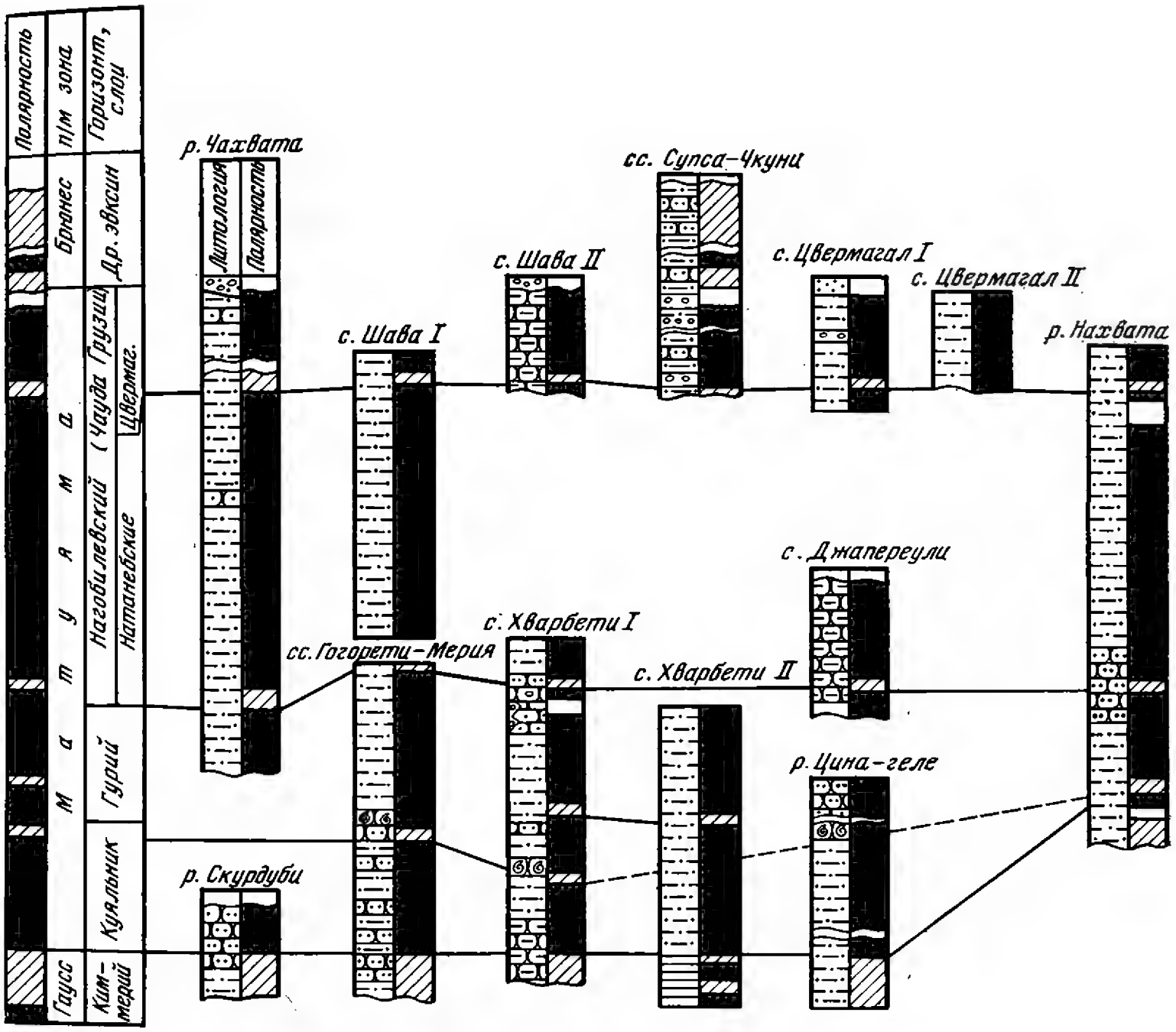


Рис. 4. Палеомагнитная корреляция верхнеплиоценовых отложений Гурии

Условные обозначения см. рис. 1

жении субзоны Гилса. По мнению В. А. Зубакова и В. В. Кочегуры [1976], ей отвечает аномально крупный (56 м) интервал прямой намагниченности, охватывающий бóльшую часть гурийского горизонта в разрезе Гогорети. При повторном изучении данного разреза нами эта п-зона не обнаружена, более того, гурийский горизонт во всех обнажениях, в том числе и у д. Гогорети, обнаружил устойчивую обратную намагниченность. В настоящей работе к субзоне Гилса отнесена узкая (0,5 м) субзона прямой полярности, обнаруженная в низах гурия в двух обнажениях близ д. Хваберти. В других разрезах этот эпизод пока не установлен.

Принятая интерпретация палеомагнитных данных предполагает общее соответствие нагобилевского горизонта (гурийской чауды) верхнему и частично среднему апшерону, гурия — нижнему и низам среднего апшерона, а гурийского куяльника — верхней половине акчагыльского яруса. Близкие стратиграфические соотношения между подразделениями плиоцена Черноморской и Каспийской областей ранее предполагали Т. Г. Китовани и З. А. Имнадзе [1974].

Наиболее дискуссионным в магнитостратиграфии новейших отложений Западной Грузии является вопрос о положении границы магнитозон Матуяма и Брюнес. В. А. Зубаков и В. В. Кочегура [Зубаков, Кочегура, 1976; Зубаков, 1977] установили ее внутри гурийской чауды и отнесли приблизительно верхнюю треть ее разреза к зоне Брюнес.

Авторы настоящей статьи полагают, что граница магнитозон совпадает с основанием древнего эвксина.

Эта точка зрения не разделяется Дж. И. Мамаладзе с соавторами [1980], которые включают верхнечаудинские отложения Гурии в зону Брюнес. Под верхней чаудой в данном случае понимается пачка прямонамагниченных ожелезненных песчаников, которая перекрывает в ряде разрезов типичные чаудинские осадки. Дж. И. Мамаладзе в этих песках обнаружены остатки Cardium edule — формы, известной до сих пор в Причерноморье только в плейстоцене. Симптоматично, что в песчаниках с Cardium edule в этой области нигде не обнаружены представители типичной чаудинской фауны, а Cardium edule, в свою очередь, отсутствует в слоях, охарактеризованных чаудинским комплексом остракод и моллюсков. Кроме того, в песчаниках «верхней чауды» горы Цвермагал Т. Г. Китовани определены типичные для древнего эвксина Dreissena ex gr. caspia и Didacna ex gr. baericrassa. Таким образом, совокупность имеющихся палеонтологических данных не дает оснований для включения песчаников с Cardium edule в состав гурийской чауды и, по нашему мнению, в большей мере свидетельствует об их принадлежности к плейстоцену.

Палеомагнитные определения по этим отложениям, к сожалению, не могут гарантировать прямую полярность их первичной намагниченности, так как сильное вторичное ожелезнение песков могло стимулировать формирование наложенной химической намагниченности. Присутствие последней и степень ее влияния на суммарную J_n в условиях пологого залегания пластов практически не поддается контролю. В силу этих причин «верхнечаудинские» пески в свое время были отбракованы нами как непригодные для палеомагнитного анализа.

В настоящее время в Западной Грузии в палеомагнитном отношении изучены три разреза (Супса-Чкуни, Шава II и Цвермагал I), где вскрыты контакты древнего эвксина и достоверной чауды. В каждом из них обратная полярность J_n сохраняется в чаудинских напластованиях вплоть до их границы с базальными конгломератами и песками древнего эвксина. Таким образом, палеомагнитные данные по опорным разрезом нагобилевского горизонта вполне определенно указывают на обратную намагниченность всего комплекса отложений с характерной фауной, который и составляет основу самого понятия «гурийская чауда». Принадлежность его к зоне Матуяма не вызывает сомнений.

Этот вывод имеет прямое отношение к давно дискутируемой проблеме стратиграфического положения гурийской чауды. Как известно, граница плиоцена и плейстоцена в Прикаспии установлена в основании бакинских слоев по смене плиоценовой малакофауны (Apscheronia, Monodacna, Didacnomya, Pseudocatillus и др.) моллюсками каспийского типа (Didacna). В Западной Грузии эта граница палеонтологически определяется неоднозначно, поскольку здесь обе группы моллюсков длительное время существовали совместно и формировали единый чаудинский биоценоз [Китовани, 1976]. Как следствие, граница плио-плейстоцена в данном районе в принципе может проводиться как в кровле чауды, по исчезновению плиоценовых форм, так и в нижней ее трети, если взять за основу уровень появления Didacna. Эта неопределенность снимается в известной мере палеомагнитными данными. Устойчивая обратная намагниченность пород нагобилевского горизонта совершенно однозначно указывает на принадлежность гурийской чауды к верхнему плиоцену. По полярности J_n эти напластования несопоставимы ни с прямонамагниченными бакинскими отложениями Каспийской области, ни с бакинско-чаудинскими слоями Приазовья. Несомненным палеомагнитным аналогом перечисленных комплексов в Гурии является древнеэвксинский.

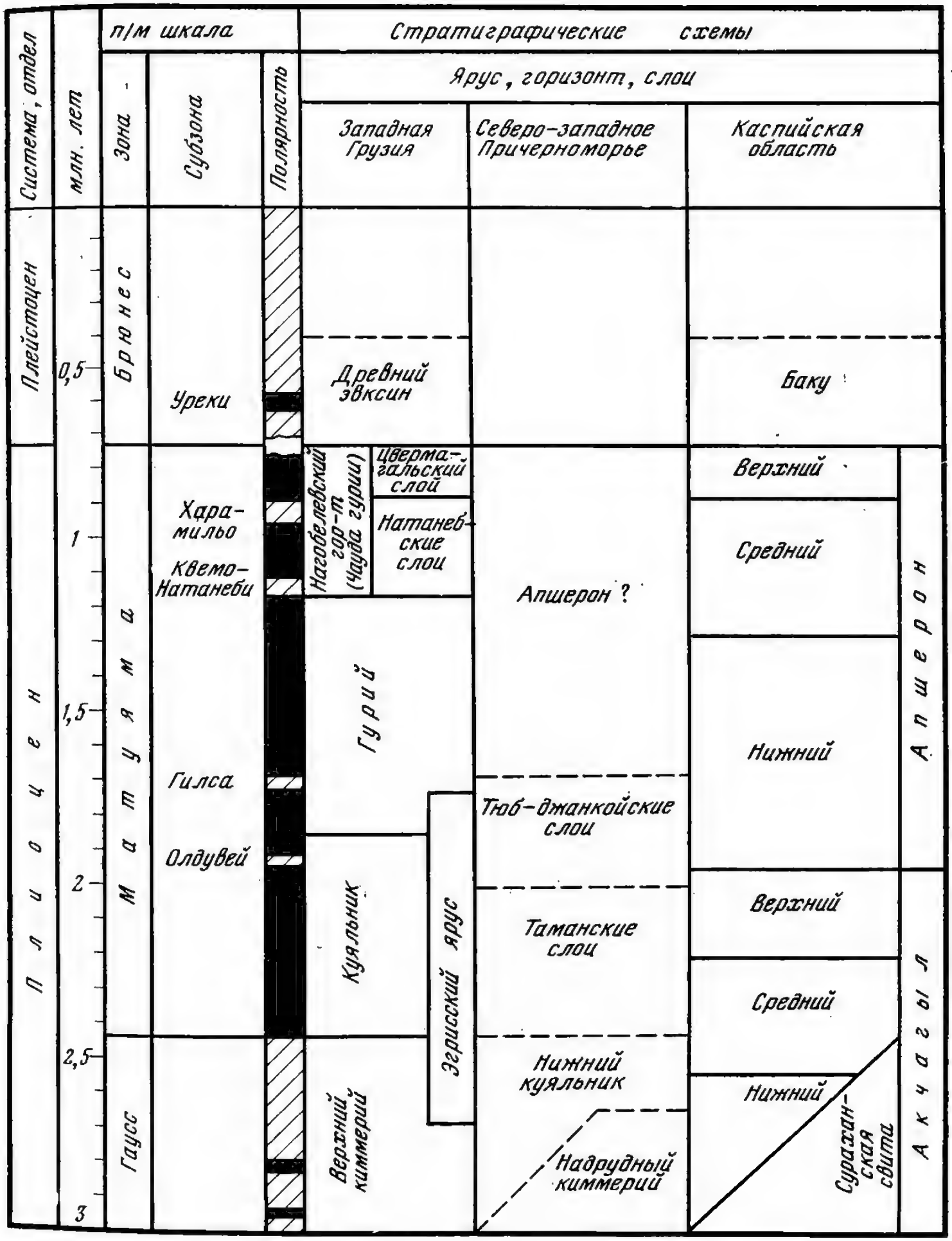


Рис. 5. Сопоставление магнитостратиграфических схем плиоцена Черноморской и Каспийской областей

Условные обозначения см. рис. 1

В заключение кратко рассмотрим вопрос о стратиграфическом объеме куяльника Западной Грузии и его корреляции с одноименными отложениями северо-западного Причерноморья. По этому поводу высказано немало различных точек зрения, но единой позиции не выработано до сих пор.

Куяльницкие отложения Западной Грузии в том объеме, который принят в настоящей статье, повсеместно характеризуются обратной

полярностью J_n и полностью входят в зону Матуяма. В этом отношении они обнаруживают аналогию с таманскими слоями и одесским куяльником [Зубаков, Кочегура, 1976; Третьяк, Волок, 1976]. Однако известно, что в наиболее полных разрезах Керченского полуострова и Северного Приазовья куяльник охватывает значительно больший магнитостратиграфический диапазон и включает дополнительно верхнюю часть зоны Гаусса [Зубаков, Кочегура, 1976; Семененко, Певзнер, 1979].

В связи с этими сопоставлениями привлекает внимание предположение И. Г. Тактакишвили [1978] о выделении куяльницких отложений Западной Грузии в самостоятельный эгрисский ярус. Последний имеет больший объем, нежели куяльник Грузии в его современном понимании, и включает дополнительно слои с переходной киммерийско-куяльницкой фауной. Авторы данной статьи изучали обнажение на р. Цина-геле у с. Гурианта, которое описано И. Г. Тактакишвили как стратотип границ эгрисского яруса. Эгрис в этом разрезе по палеомагнитной зональности отчетливо делится на две части. Нижней части яруса (скурдубскому горизонту) отвечает зона прямой полярности, верхние два горизонта намагничены обратно. Таким образом, по сочетанию r- и n-зон (верхи Гаусс и низы Матуяма) отложения, отнесенные к эгрису, отвечают, по существу, куяльнику Азовского района.

На рис. 5 приведены данные по палеомагнитной корреляции стратиграфических схем Черноморской и Каспийской областей. Помимо авторских материалов по Гурии и Керченскому району, в ней использованы данные ряда исследователей по Каспийской области и Северо-Западному Причерноморью [Храмов, 1963; Зубаков, Кочегура, 1973, 1976; Гурарий, Трубихин, 1973; Семененко, Певзнер, 1979].

ЛИТЕРАТУРА

Гурарий Г. З., Ибадов Г. Р., Мамедов О. Г., Трубихин В. М., Чепалыга А. Л. Палеомагнетизм верхнего плиоцена Аджиноура.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч. III.

Гурарий Г. З., Трубихин В. М. Стратиграфия и палеомагнетизм верхнего плиоцена Западного Копет-Дага.— В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973.

Зубаков В. А. Плиоцен-плейстоценовая граница, ее положение и таксономический ранг.— В кн.: О границе между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977.

Зубаков В. А., Кочегура В. В. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра, 1973.

Зубаков В. А., Кочегура В. В. Магнитохронологическая шкала новейшего этапа.— Геомагнитные исследования, 1976, № 17.

Китовани Т. Г. Геохронологическое значение позднеплиоценовых и раннеплейстоценовых Cardiidae Западной Грузии. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1976.

Китовани Т. Г., Китовани Ш. К., Имнадзе З. А., Торозов Р. И. Новые данные по стратиграфии чаудинских и более молодых отложений Гурии (Западная Грузия).— В кн.: Четвертичная система Грузии: (К XI Междунар. конгр. INQUA). Тбилиси: Мецниереба, 1982.

Китовани Т. Г., Имнадзе З. А. К стратиграфии верхнего плиоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. (Тр. ВНИГНИ; вып. 180).

Китовани Т. Г., Имнадзе З. А. К стратиграфии верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений Гурии (Зап. Грузия).— Изв. геол. о-ва Грузии, 1980—1982, № 9.

Мамаладзе Дж. И., Макацария А. П., Окикадзе Н. Ш. Находка средиземноморских элементов в чаудинских отложениях Черного моря.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 3.

Семененко В. Н., Певзнер М. А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 5—15.

Тактакишвили И. Г. Эгрисский ярус — новая стратиграфическая единица плиоцена Западной Грузии.— Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 90, № 3.

Третяк А. Н., Волок З. Е. Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-четвертичных осадочных толщ Украины. Киев: Наук. думка, 1976.

Храмов А. Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшеронско-Закаспийской области и их корреляция.— В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. М., 1963.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.243.3(550.34.013)

Н. В. ЛУКИНА

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Вопросы новейшей тектоники Большого Кавказа волновали умы многих поколений геологов начиная еще с конца XIX в. Особенно большой вклад в эту проблему сделали выдающиеся советские исследователи В. П. Ренгартен, А. Л. Рейнгард, В. В. Белоусов, Л. А. Варданянц, К. П. Паффенгольц, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский. В многочисленных трудах описаны особенности новейшей истории и вулканизма Кавказа [Хаин, 1950, 1975; Думитрашко, 1961; Милановский, 1963, 1964, 1970; Цагарели, 1964; Кавказ..., 1966; Милановский, Хаин, 1968; Милановский, Короновский, 1973; Шолпо, 1978; и др.], приведены карты суммарных амплитуд и вертикальных градиентов неотектонических движений [Милановский, Хаин, 1968; Ахмедбейли, Николаев, 1972; Будагов, 1973; Карта новейшей тектоники..., 1973; и др.], произведено неотектоническое районирование территории и рассмотрены вопросы взаимоотношения основных структурных направлений [Маруашвили, 1937; Хаин, 1950; Хаин и др., 1962; Шурыгин, 1962; Милановский, Хаин, 1963; Тектоническая карта Кавказа, 1974; и др.] с их кинематической характеристикой [Трифонов, 1972, 1977; Расцветаев, 1973; и др.]; разобран характер глубинного строения и его связь с неотектоникой и сейсмичностью [Белоусов и др., 1972; Кириллова и др., 1960; Растворова, 1961; Сорский, 1966; Авдулов, 1969; Трифонов, 1977; Щукин, 1973, 1977; и др.], отражено положение Большого Кавказа в альпийском поясе Евразии в целом с позиций мобилизма [Пейве, 1969; Книппер, 1975; Хаин, 1975; Адамия и др., 1976].

В настоящей статье сделана попытка рассмотреть некоторые особенности неотектонической структуры Большого Кавказа, полученные при комплексном анализе геологических, геоморфологических, геофизических, сейсмологических и других данных с привлечением результатов дешифрирования космических снимков.

Как и в других горных сооружениях, новейшая структура Большого Кавказа нашла свое выражение прежде всего:

в пространственном положении молодых разломов и контуров выходов пород разного возраста на дневную поверхность, в очертаниях областей прогибания и поднятия;

в особенностях рельефа — ориентировке хребтов, долин, морской береговой линии, характере изменения гипсометрии;

в конфигурации изолиний мощностей земной коры, базальтового и гранитного слоев, а также кристаллического фундамента.

Современная тектоническая активность обусловливает высокую сейсмичность территории, проявление грязевого вулканизма, выходы минеральных вод на дневную поверхность и т. п.

Поэтому автором для решения поставленной задачи были последовательно проанализированы геологическая и топографическая карты, космические снимки и результаты их дешифрирования, сведения о глубинном строении Кавказа, сейсмологические и другие данные. Остановимся на этом подробнее.

Геологическое строение. При анализе контуров выходов на поверхность древних палеозойских и мезозойско-палеогеновых толщ Большого Кавказа уже давно обращает на себя внимание угловато-ромбовидная структура этого горного сооружения, представляющего собой как бы пропеллер в плане. Основными структурными направлениями являются северо-западное и субширотное «кавказские» простирания.

Крупная субмеридиональная Казбек-Севанская флексура, пересекающая Большой Кавказ в самой узкой его части, делит его на две половины: западную и восточную.

Западный Кавказ в целом более приподнят, чем Восточный. Та его часть, где на поверхность выходят породы палеозойского возраста, получила название Центрального Кавказа [Милановский, Хаин, 1968]. Наиболее возвышенная его середина располагается в зоне Транскавказского поперечного субмеридионального поднятия, протягивающегося с Русской платформы через Ставропольское плато к Грузинской глыбе и далее на юг [Шатский, 1948; Кавказ..., 1966; Шолпо, 1978]. В пределах Западного Кавказа широко развиты нарушения флексурно-разрывного характера «антикавказского» северо-восточного простирания (Сочинское, Эльбрусское, Казбек-Цхинвальское и др.) [Милановский, 1964]. Последнее проходит через район Казбека — наиболее узкую зону Большого Кавказа и, как будет показано ниже, служит границей между Западным и Восточным Кавказом в новейшее время.

Северо-западная часть Кавказа опущена по отношению к центральной по Пшехско-Адлерской субмеридиональной зоне глубинных разломов [Милановский, Хаин, 1963] и ступенчато погружается к северо-западу по флексурно-разрывным швам северо-восточной ориентировки (Анапскому, Геленджикскому, Индокопасско-Устьлабинскому и др.). На поверхности в этом направлении появляются выходы все более и более молодых толщ: сначала нижней юры, затем средней и верхней, нижнего мела, верхнего мела и палеогена и, наконец, неогена и квартера.

Восточный Кавказ представляет собой как бы вторую лопасть «пропеллера». Почти треугольной формы в плане, этот блок, ограниченный преимущественно разломами «кавказского», субширотного и северо-западного простираний, сложен юрскими, а на севере — меловыми и палеогеновыми отложениями большой мощности, так что фундамент в его пределах погружен на значительную глубину (до нескольких километров по Е. Е. Милановскому [Милановский, Хаин, 1968]). «Антикавказские» швы северо-восточного простирания играют в строении Восточного Кавказа значительно меньшую роль, чем в строении Западного.

Юго-восточная часть Кавказа опущена по отношению к Восточному по Самурскому разлому [Дикенштейн и др., 1975] и ступенчато погружается в юго-восточном направлении по глубинным швам северо-восточной ориентировки [Хаин, 1950; Шурыгин, 1962].

Таким образом, различие между Западным и Восточным Кавказом, помимо неодинакового гипсометрического положения палеозойского фундамента, сводится к различному характеру нарушенности «антикавказскими» северо-восточными швами: западная половина Кавказа нарушена сильнее, восточная — более монолитна. При этом обе половины Кавказа обладают существенными чертами сходства, заключающимися в стереотипной северо-западной зональности, общем для них антиклинорном асимметричном строении и ограничении с юго-запада зоной Главного надвига Большого Кавказа северо-западного простирания [Милановский, 1964; Шолпо, 1978].

Рельеф. При структурном анализе рельефа Большого Кавказа, проведенном по обзорным среднемасштабным топографическим картам, автор прежде всего обращал внимание на выявление крупных ступеней, выраженных резкими изменениями гипсометрии. Такие ступени,

как правило, совпадают с зонами крупных разломов и флексур «кавказского» субширотного и северо-западного простираний, располагающихся на границе поднятий и прилегающих депрессий. Не будем останавливаться на них подробно, так как тектоническая природа их очевидна.

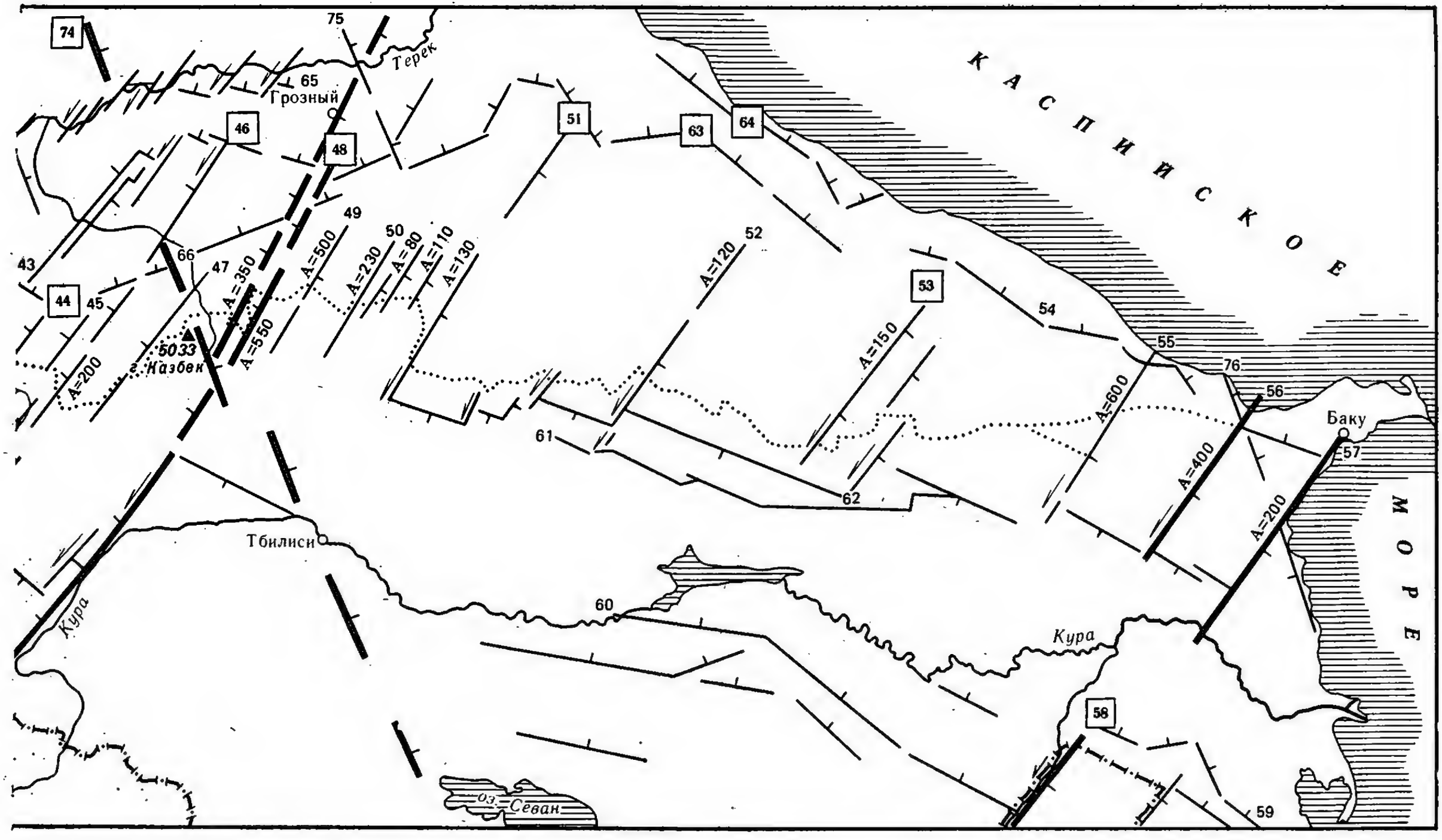
Рассмотрим более детально выявившиеся ступени рельефа «антикавказского» простирания, ориентированные преимущественно на северо-восток. По характеру их расположения и густоте проявились резкие различия между Западным и Восточным Кавказом (рис. 1). Граница между ними проходит по наиболее протяженной и максимальной по амплитуде (900 м) ступени, расположенной в 10 км к востоку от Казбека. По ней, судя по геоморфологическим данным, произошло значительное (не менее 65 км) сдвиговое перемещение влево. Эта ступень совпадает с Казбек-Цхинвальским тектоническим швом Е. Е. Милановского [Милановский, Хаин, 1968] или Цхинвали-Ахалцихской зоной левосдвиговых деформаций Л. М. Расцветаева [1973], позднее названной им и М. Л. Коппом [Копп, Расцветаев, 1976] также Казбек-Цхинвальской.

→

Рис. 1. Схема неотектонической структуры Большого Кавказа по геоморфологическим данным

I — ступени, выраженные в рельефе; толстые линии — ступени, совпадающие с трансорогенными линеаментами, дешифрируемыми на космическом снимке «Метеор»; II — относительная высота ступеней и предполагаемое направление смещения; III — осевая линия Большого Кавказского хребта; IV — номера ступеней на карте: в кружках — номера ступеней, отразившиеся в смещении уровней морских плейстоценовых террас Черноморского побережья [по А. Б. Островскому, 1968], в квадратах — номера ступеней, выявленных также по геологическим данным. 1 — Ильичевская; 2 — Выше-стеблиевская, впервые выделенная как поперечная флексура А. Н. Шардановым [Геология СССР, т. IX, 1968]; 3 — Темрюкская; 4 — Курчанская; 5 — Вареникoвская; 6 — Анапская, впервые выделенная как зона поперечного нарушения В. Е. Хаиным и др. [1962]; 7 — Гайдукская; 8 — Новороссийская; 9 — Шехсарисская, впервые выделенная как зона поперечного нарушения В. Е. Хаиным и др. [1962]; 10 — Кабардинская; 11 — Геленджикская, впервые выделенная как поперечная флексура А. Н. Шардановым [Геология СССР, т. IX, 1968]; 12 — Афипская, впервые выделенная там же; 13 — Индокопасско-Устьлабинская; 14 — Пшадская; 15 — Вуланская; 16 — Джубгинская; 17 — Тунечепсугская; 18 — Небугская; 19 — Агайская; 20 — Туапсинская, впервые выделенная как поперечная флексура А. Н. Шардановым [Геология СССР, т. IX, 1968]; 21 — Макопсинская; 22 — Солоникoвская и 23 — Марьинская, выделенные А. Б. Островским [1968] как флексурно-разрывные зоны; 24 — Головинская, впервые выделенная А. Н. Шардановым как Цицинский разлом [Геология СССР, т. IX, 1968]; 25 — Варданинская; 26 — Курджипская; 27 — Сочинская; 28 — Хостинская; 29 — Адлерская; 30 — Леселидзевская; 31 — Гагринская, выделенная А. Б. Островским и др. [1977]; 32 — Пицундинско-Зеленчукская; 33 — Архызская; 34 — Марухская; 35 — Кодорско-Домбайская; 37 — Эльбрусская, выделенная Е. Е. Милановским [1964, 1968] как предполагаемый разлом; 38 — Ненскринская; 39 — Баксанская; 40 — Чегетская; 41 — Нальчикская; 42 — Черекхуламская; 43 — Черекбалкарская; 44 — Урухская, совпадающая с Мергело-Гурийской зоной концентрации левосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1973]; 45 — Кутаисская; 46 — Мамисонская, совпадающая с Аджаро-Рачинской зоной концентрации левосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1973]; 47 — Чиатурская; 48 — Казбек-Цхинвальская, выделенная Е. Е. Милановским [1968] как предполагаемый разлом в фундаменте и совпадающая с Цхинвали-Ахалцихской зоной концентрации левосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1973]; 49 — Махисмагалийская; 50 — Тебулосминская; 51 — Дагестанская; 52 — Дюльтытагская; 53 — Самурская, совпадающая с глубинным разломом, выделенным Г. Х. Дикенштейном и др. [1975]; 54 — Шахдагская; 55 — Дибрарская; 56 — Гиджакинская; 57 — Бакинская; 58 — Сумгаит-Араксинская, выделенная как глубинный разлом В. Г. Трифоновым и др. [1973] и совпадающая с Пальмиро-Апшеронским линеаментом В. З. Сахатова [1973] и Нижнеараксинской зоной концентрации левосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1973]; 59 — Ленкоранская, совпадающая с Ленкорань-Астаринской зоной концентрации правосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1973]; 60 — Малокавказская, совпадающая с Самхето-Карабахской зоной концентрации правосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1973]; 61 — Алазанская; 62 — Южнокавказская; 63 — Восточно-Дагестанская, совпадающая с зоной концентрации правосдвиговых деформаций того же названия по Л. М. Расцветаеву [1973]; 64 — Каспийская, частично совпадающая с Сиазань-Бакинской зоной концентрации правосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1973]; 65 — Терская; 66 — Орджоникидзевская; 67 — Сухумо-Кутаисская; 68 — Гурийская; 69 — Таманская; 70 — Пшехско-Адлерская, выделенная как зона поперечных глубинных швов В. Е. Хаиным и Е. Е. Милановским [1963]; 71 — Кубанская; 72 — Западно-Ставропольская; 73 — Восточно-Ставропольская; 74 — Казбек-Севанская; 75 — Хасавюртская; 76 — Апшеронская

Краснодар
Черкесск
Минеральные Воды
Пятигорск
Пальчик
г. Эльбрус
5642
Батуми
Лаба
Урупп
Кубань
Малка
Ингури
Рионн
А=55
А=250
А=20
А=100
А=400
А=570
А=600
А=200
А=300
А=150
А=350
Ч Е Р Н О Е М О Р Е
I
II
III
IV


74
75
Терек
65
Грозный
46
48
51
63
64
К А С П И Й С К О Е
49
50
52
43
66
47
A=350
A=500
A=230
A=80
A=110
A=130
A=120
44
45
53
54
A=150
55
76
5033
г. Казбек
A=550
A=200
A=600
56
Баку
61
57
A=400
A=200
62
Тбилиси
60
Кура
Кура
58
оз. Севан
59
М О Р Е

Западный Кавказ интенсивно раздроблен многочисленными узкими, вытянутыми линейно в северо-восточном направлении блоками. Вертикальная амплитуда разделяющих их ступеней составляет 100, 200, 300, максимум 400 м. Большинство из них имеет признаки левостороннего перемещения величиной 10—15 км. Многие ступени совпадают с поперечными флексуро-разрывными зонами «антикавказского» простирания, выделенными по геологическим данным А. Н. Шардановым [Геология СССР, т. IX, 1968], В. Е. Хаиным и др. [1962], А. Б. Островским [1968], Е. Е. Милановским [Милановский, Хаин, 1968], Л. М. Расцветаевым [1973] и др. Таковы Вышестеблиевская, Анапская, Шехарисская, Геленджикская и другие ступени (их номера на схеме даны в квадрате). Другие зоны (Афипская, Индокопасско-Устьлабинская, Пшадская, Вуланская, Джубгинская, Тунечепсугская и т. д.) нашли отражение в деформациях уровней плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа, выявленных А. Б. Островским и другими [Островский, 1968; Островский и др., 1977] (их номера на схеме даны в кружке).

Эти данные доказывают тектоническую обусловленность выявленных гипсометрических ступеней [1].

По характеру деформированности уровней морских террас того или иного возраста можно судить о времени проявления движений подвижек по тем или иным тектоническим швам. Так, например, Анапская, Геленджикская и Гагринская ступени развивались до самого последнего времени, по ним деформирована даже раннеголоценовая новочерноморская терраса [Островский, 1968]. Другие ступени (Пшадская, Индокопасско-Устьлабинская, Туапсинская, Сочинская, Адлерская) «жили» вплоть до верхнего плейстоцена включительно, так как в их зоне деформированы ранне-, средне- и позднечетвертичные морские террасы [Островский и др., 1977]. Некоторые ступени, возможно, изменили знак своего движения на противоположный по сравнению с более ранними этапами. Таковы Хостинская и Адлерская ступени.

Восточный Кавказ нарушен значительно меньшим числом ступеней северо-восточной ориентировки. Их всего несколько. Это Дагестанская ступень с вертикальной амплитудой 130 м, отделяющая самую западную часть Восточного Кавказа, осложненную единичными ступенями с признаками левосдвиговых перемещений и вертикальной амплитудой от 80 до 500 м. Затем это Дюльтытагская ступень с вертикальной амплитудой 120 м и Самурская — с вертикальной амплитудой 150 м. Последняя отделяет слабо нарушенный поперечными дислокациями Восточной Кавказ от его Юго-Восточной переклинали, в пределах которой располагается несколько ступеней северо-восточной ориентировки: Шахдагская с вертикальной амплитудой 600 м и явными признаками левосдвигового перемещения, Дибрарская аналогичной морфологии, Гиджакинская и Бакинская с вертикальными амплитудами смещений соответственно 400 и 200 м. Не исключено, что Бакинская ступень является структурным продолжением Сумгаит-Араксинской ступени, выделенной В. Г. Трифоновым и др. [1973] как глубинный разлом и совпадающей с Пальмиро-Апшеронским линеаментом В. З. Сахатова [1973] и Нижнеараксинской зоной концентрации левосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1973].

Таким образом, западная половина Большого Кавказа оказывается интенсивно раздробленной, в то время как восточная более монолитна, осложнена лишь единичными ступенями северо-восточного простира-

[1] Следует отметить, что ступени рельефа были выделены автором независимо от других исследований и только потом сопоставлены с выявленными «антикавказскими» зонами тектонических нарушений и продольными профилями уровней морских плейстоценовых террас Черноморского побережья Кавказа.

ния. Их разделяет наиболее крупная Казбек-Цхинвальская гипсометрическая ступень, совпадающая с глубинным тектоническим швом.

Характерно, что описанные черты неотектонической структуры Большого Кавказа прекрасно отразились на космических снимках.

Космическое изображение. На разнообразных космических снимках Кавказа и отдельных его частей самыми разными исследователями дешифрируются прежде всего наиболее распространенные элементы «кавказского» северо-западного и субширотного простираний. Встречаются северо-восточные линеаменты, наиболее редки субмеридиональные [Трифонов и др., 1973; Макаров и др., 1974; Брусничкина, Гусев, 1974; Расцветаев, 1974; Ананьин, Трифонов, 1976; Скарятин, 1976; Сахатов, 1973; 1976; Копп, Расцветаев, 1976; Агамирзоев, Трифонов, 1973; Геологическое изучение Земли из космоса, 1978; и др.].

На космическом сканерном снимке Кавказа, сделанном 18-м автоматическим спутником серии «Метеор» 21 августа 1974 г. в 11.14—11.26 по московскому времени в спектральном диапазоне 0,6—0,7 мкм и опубликованном в статье В. И. Ананьина и В. Г. Трифонова [1976], автором настоящей работы среди многочисленных отдешифрированных линеаментов указанных простираний выделены наиболее протяженные, трансорогенные (на рис. 1 они показаны более жирными линиями). Оказалось, что эти линеаменты отражают тектонические дислокации, имеющие принципиальное значение для неотектонической структуры Большого Кавказа.

Это, во-первых, близкий к меридиональному Казбек-Севанский линеамент, не только разделяющий Большой Кавказ на две половины, но и являющийся границей областей с различными скоростями прогибания в мезо-кайнозое.

Это, во-вторых, серии линеаментов северо-восточного простирания. В пределах Западного Кавказа их несколько, в пределах Восточного — один. Центральный из них, отдешифрированный ранее Н. А. Брусничкиной и Н. А. Гусевым [1974] и названный ими Чорох-Куринско-Казбекским, совпадает с выделенной наиболее крупной гипсометрической ступенью в рельефе и с Казбек-Цхинвальским тектоническим швом Е. Е. Милановского [Милановский, Хаин, 1968], охарактеризованным Л. М. Расцветаевым как зона левосдвиговых деформаций того же названия [Расцветаев, 1973, 1974; Копп, Расцветаев, 1976]. В неотектонической структуре Большого Кавказа этот шов — фактически граница между Западным и Восточным Кавказом, различающимися, как будет показано ниже, по интенсивности кайнозойских деформаций и, по-видимому, по скоростям плиоцен-четвертичных движений.

Трансорогенные линеаменты северо-восточного простирания Западного Кавказа: Эльбрусский [Брусничкина, Гусев, 1974; Копп, Расцветаев, 1976], Сочинский и Индокопасско-Устьлабинский, выделенные автором, располагаются примерно на равных расстояниях друг от друга. Они совпадают с поперечными по отношению к Кавказу тектоническими швами, выраженными геоморфологически в виде ступеней с признаками левосдвиговых перемещений (см. рис. 1). Первый располагается вдоль западной границы наиболее приподнятой части Центрального Кавказа, второй — вдоль западных выходов палеозойских пород на дневную поверхность, третий — вдоль западной границы юрских толщ, лежащих среди поля меловых отложений. Таким образом, на космическом снимке в виде линеаментов отразились крупные флексуры и смещения кристаллического фундамента Западной части Большого Кавказа.

Линеамент северо-восточного простирания юго-восточной части Кавказа, получивший ранее название Пальмиро-Апшеронского [Геология СССР, 1972, т. XVII; Сахатов, 1973, 1976] и совпадающий в своей северо-восточной части с Сумгаит-Араксинским линеаментом [Трифо-

нов и др., 1973; Агамирзоев, Трифонов, 1973] и Нижнеараксинской зоной концентрации левосдвиговых деформаций, по Расцветаеву [1973, 1974], отражает, по-видимому, также крупную ступень кристаллического фундамента, выраженную в верхних структурных этажах флексурой, по которой происходит резкое погружение меловых отложений под палеоген-неогеновые толщи. Геоморфологически она представлена 200-метровой ступенью рельефа.

Таким образом, на космическом изображении Кавказа, так же как и на геологической и топографической картах, нашла отражение раздробленность западной половины Большого Кавказа и значительно бóльшая монолитность, цельность восточной его части.

Глубинная структура. Геофизические данные подтверждают вывод о том, что крупные трансорогенные линеаменты Большого Кавказа являются отражением на космическом снимке тектонических элементов, имеющих принципиальное значение для его неотектонической структуры.

Действительно, при сопоставлении схемы дешифрирования космического снимка со схемой глубины залегания поверхности палеозойского основания, по Б. К. Балавадзе и Г. Ш. Шенгелая [А. А. Борисов, 1967, с. 143], выясняется, что трансорогенные линеаменты на ряде участков совпадают с линиями изоглубин поверхности фундамента и в некоторых случаях подчеркнуты их конфигурацией.

Анализ структурных карт поверхности Мохоровичича и других геофизических данных [Милановский, Хаин, 1968; Сорский, 1966; А. А. Борисов, 1967; Милановский, Хаин, 1968; Авдуллов, 1969; Беляевский, 1974; и др.] и сопоставление этих данных с пространственным положением трансорогенных линеаментов Большого Кавказа показывают, что последние являются, по-видимому, границами раздела и более глубоких слоев земной коры. Так, Казбек-Цхинвальский линеамент северо-восточного простирания разделяет области с толщиной земной коры 55 и 60 км [Шолпо, 1978, с. 122]. Он же служит границей областей с мощностью «базальтового» слоя 30—35 км на западе и 15—20 км на востоке, а также границей областей с мощностью «гранитного» слоя 10—15 км на западе и 15—25 км на востоке [Резанов, 1974]. На гравиметрической карте Кавказа Е. Н. Люстих [А. А. Борисов, 1967] показывает торцовое сочленение всех контуров друг с другом по этой линии.

Эльбрусский и Сумгаит-Араксинский линеаменты хорошо выражены в очертаниях контуров остаточных (или локальных) изостатических аномалий и модулей их горизонтальных градиентов [Артемьев, Балавадзе, 1973]. Сочинский и Индокопасско-Устьлабинский линеаменты отражены в замыкании изобат поверхности Мохоровичича на 40 и 35 км [Милановский, Хаин, 1968] и в замыкании изолиний «гранитного» слоя 15 и 10 км [Резанов, 1974], а также в конфигурации изолиний остаточных изостатических аномалий [Артемьев, Балавадзе, 1973].

Таким образом, оказалось, что трансорогенные линеаменты Кавказа являются отражением на космических снимках границ крупных блоков литосферы, определяющих его неотектоническую структуру.

Сейсмичность. Глубинность описанных границ, выраженных на космическом снимке трансорогенными линеаментами, подтверждается также пространственными закономерностями проявлений сейсмичности на Кавказе. Карты эпицентров, землетрясений, их плотностей, по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому [Кириллова и др., 1960], значений максимально возможных магнитуд, по Б. А. Борисову и Г. И. Рейснеру [Борисов и др., 1975], а также плотностей глубинных сейсмодислокаций, по Ю. К. Щукину [1973, 1977], свидетельствуют о том, что в Кавказском регионе выделяется весьма активный в отношении сей-

смичности Восточный Кавказ и значительно менее активный Западный. Напомним, что первый из них относительно монолитен, второй — интенсивно раздроблен.

Границей между ними служит уже описанный Казбек-Цхинвальский тектонический шов, выраженный одноименным линеаментом. Районы максимальных плотностей эпицентров землетрясений, их максимально возможных амплитуд и высоких плотностей глубинных сейсмодислокаций располагаются непосредственно к востоку от него: один — у южного склона Большого Кавказа, второй — в районе Ахалыкалакского нагорья Малого Кавказа.

Зоны поперечных северо-восточных дислокаций Восточного Кавказа (Дагестанская, Самурская, Сумгаит-Араксинская) совпадают с областями незначительных плотностей глубинных сейсмодислокаций (по Ю. К. Щукину) и четко разделяют блоки с повышенной плотностью эпицентров землетрясений [Милановский, Хаин, 1968; Агамирзоев, Трифонов, 1973].

В более спокойном в сейсмическом отношении Западном Кавказе Ю. К. Щукиным [1973, 1977] выделяется несколько локальных зон более высокой сейсмичности, вытянутых в северо-восточном направлении: один — между Казбек-Цхинвальским и Эльбрусским линеаментами, два — между Эльбрусским и Сочинским и один — к западу от Индокопасско-Устьлабинского линеамента.

Отсутствие прямого совпадения в плане отдешифрированных линеаментов с зонами повышенной плотности глубинных сейсмодислокаций отмечалось В. И. Макаровым и др. [1974б], а также В. Г. Трифоновым [1977]. По нашему мнению, это связано с тем, что сейсмогенные разломы на глубинах от 5 до 20 км, которым, по данным Ю. К. Щукина [1973, 1977], соответствуют зоны высоких плотностей глубинных сейсмодислокаций, возникают в наиболее монолитных блоках литосферы, где напряжения горных пород могут достичь критических величин. Разломы «вспарывают» земную кору снизу, являясь до поры до времени скрытыми [Макаров, Щукин, 1979].

Именно этим можно объяснить высокую повсеместную сейсмическую активность более монолитного блока Восточного Кавказа и малую, развитую локально, интенсивно раздробленного «живыми» швами Западного Кавказа. Причем блоки с высокой сейсмичностью (с большими плотностями глубинных сейсмодислокаций) разделены глубокими тектоническими нарушениями северо-восточной (иногда субмеридиональной) ориентировки, которые нашли отражение на мелкомасштабном космическом снимке в виде трансорогенных линеаментов. Они же выделены П. Н. Николаевым [1979] на схеме разрывных нарушений Большого Кавказа как структуры первого ранга. Последние при землетрясениях играют, по-видимому, экранирующую роль, разделяя, возможно, разнородные по строению блоки, характеризующиеся, по данным Л. М. Расцветаева [1974], разной концентрацией и рисунком «космических» линеаментов.

Объяснение асейсмичности тектонических швов северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, по-видимому, следует искать не только в их современной тектонической подвижности, но и прежде всего в их кинематической характеристике.

Кинематическая схема. Характер смещения по альпийским разрывам Кавказа дан в работе Л. М. Расцветаева [1973]. Разрывы субширотного простирания охарактеризованы им как надвиги, северо-западного простирания — как правые сдвиги, северо-восточного — как левые сдвиги, а субмеридиональные разрывы — как раздвиги.

Верхнеплейстоцен-голоценовые разрывные нарушения описаны В. Г. Трифоновым [1972, 1977, 1980]. По его данным, молодые правые

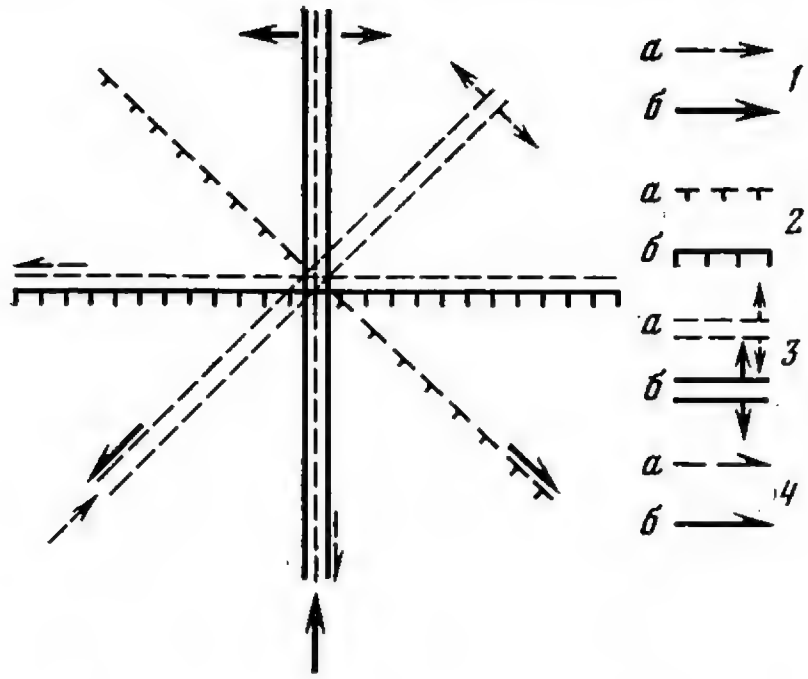


Рис. 2. Изменение поля напряжений Большого Кавказа по времени

1 — направления тангенциального сжатия:
а — более ранние,
б — более поздние;
2 — надвиги:
а — более ранние,
б — более поздние;
3 — раздвиги:
а — более ранние,
б — более поздние;
4 — направления смещения:
а — более ранние,
б — более поздние

сдвиги имеют азимут простирания 315—330°; левые сдвиги — около 45°, надвиги и взбросы — 270—280°, а раздвиги — 0—10°.

Эти данные заставляют указанных выше авторов, а также ряд других исследователей прийти к совершенно правильному выводу о существовании на Кавказе в новейшее время поля субмеридионального тангенциального сжатия.

Однако тщательный анализ структурного рисунка тектонических элементов Большого Кавказа, проведенный автором по геологическим картам, показал, что картина здесь, видимо, значительно сложнее. Субширотные надвиги, как правило, имеют левосдвиговую составляющую, а субмеридиональные раздвиги — правосдвиговую. Правосторонние сдвиги Большого Кавказа северо-западного простирания характеризуются не только сдвиговым характером перемещения, но и надвиганием, а северо-восточные левосторонние сдвиги представляют собой флексуры, ступени, сбросы, т. е. носят черты явного растяжения.

Эти данные позволяют высказать предположение о том, что ориентировка поля напряжений для Большого Кавказа, по-видимому, претерпела изменение во времени (рис. 2). Сначала Кавказ, видимо, испытывал давление с юго-запада и сжатие было ориентировано в северо-восточном направлении. В этих условиях формировались надвиги северо-западного и раздвиги северо-восточного простирания; субширотные разрывы представляли собой левосторонние сдвиги, а субмеридиональные разрывы — правосторонние. Затем (точно когда, сейчас сказать пока еще не представляется возможным) произошла смена северо-восточного тангенциального сжатия на субмеридиональное. Северо-западные надвиги приобрели правосдвиговую составляющую, северо-восточные раздвиги — левосдвиговую. Субширотные левосторонние сдвиги трансформировались в надвиги, а субмеридиональные правосторонние сдвиги превратились в зоны растяжения.

Разгадку смены ориентировки поля напряжений для Большого Кавказа нужно искать в истории движения Аравийской плиты, возможно, ее поворота, а также в раздвигании Красного моря и заложении Левантийской системы разломов.

Двойной характер перемещений по описанным выше разрывным нарушениям четырех простираний при их пересечении создает сложную, но в то же время закономерную картину интерференции новейших геологических структур Большого Кавказа. Это положение совершенно необходимо учитывать в практике геолого-разведочных работ при поиске полезных ископаемых, а также при прогнозе сейсмической опасности.

В этих условиях становится понятной приуроченность районов высокой сейсмической активности к тектоническим разрывам северо-западной и субширотной ориентировки, представляющим собой структуры надвигания на более раннем и более позднем этапах новейшего развития Кавказа. Напротив, северо-восточные и субширотные тектонические нарушения представляют собой зоны растяжения[2] и служат экранами для землетрясений.

Выводы. Подведем некоторые итоги. Структура Большого Кавказа в новейшее время состоит из более приподнятого и интенсивно раздробленного тектоническими швами северо-восточной ориентировки менее активного в сейсмическом отношении Западного Кавказа и менее приподнятого более монолитного, осложненного лишь единичными зонами поперечных дислокаций «антикавказского» простирания высокосейсмичного Восточного Кавказа. Границей между ними служит Казбек-Цхинвальский глубинный тектонический шов, геоморфологически выраженный крупной ступенью с признаками значительных левосдвиговых перемещений. Он же является границей областей с различными суммарными амплитудами неотектонических движений.

По данным Л. П. Полкановой [Карта новейшей тектоники..., 1973], в новейшее время (с олигоцена) Западный Кавказ претерпел поднятие более чем на 7000 м, Восточный — на 6000. Начиная с верхнего сармата суммарная амплитуда поднятия Западного Кавказа, по данным Е. Е. Милановского [Милановский, Хаин, 1968], составила 5000 м, Восточного Кавказа — 4000 м. В то же время в позднем плиоцене и плейстоцене скорости воздымания Восточного Кавказа, по-видимому, определили скорости поднятия Западного. Об этом свидетельствуют бóльшая деформированность поверхностей выравнивания Восточного Кавказа, наличие там зон молодой складчатости и в 2—2,5 раза бóльшая высота морских раннеплейстоценовых (позднебакинских) террас Каспийского побережья по сравнению с высотой одновозрастных (позднечаудинских) морских террас Черноморского побережья Большого Кавказа [Федоров, 1978].

ЛИТЕРАТУРА

Авдулов М. В. Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований.— Геотектоника, 1969, № 2.

Агамирзоев Р. А. Сейсмотектоника Азербайджанской части Большого Кавказа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Баку, 1979.

Агамирзоев Р. А., Трифонов В. Г. Молодые тектонические нарушения и сейсмичность Юго-Восточного Кавказа.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 8.

Адамия Ш. А., Буадзе В. И., Шавашвили И. Д. Большой Кавказ — геодинамическая модель.— В кн.: Тез. докл. совещ. «Геодинамика и полезные ископаемые». М., 1976.

Ананьин В. И., Трифонов В. Г. Сопоставление сейсмичности с элементами дешифрирования космических изображений. Исследование природной среды космическими средствами.— Геология и геоморфология, 1976, т. 5.

Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К. Изостазия Кавказа.— Геотектоника, 1973, № 6.

Ахмедбейли Ф. С., Николаев Н. И. Неотектоническая карта Азербайджанской ССР. Баку: Элм, 1972.

Белоусов В. В., Кириллова И. В., Сорский А. А. Краткий очерк сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением.— Изв. АН СССР. Геофизика и география, 1952, № 5.

Беляевский А. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.

Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н. Выделение сейсмоопасных зон в Альпийской складчатой области (по геологическим данным). М.: Наука, 1975.

Брусничкина Н. А., Гусев Н. А. Возможности изучения глубинного строения Западной Грузии по данным дешифрирования космических снимков: Исследование природной среды космическими средствами.— Геология и геоморфология, 1974, т. III.

[2] О зонах растяжения северо-восточной ориентировки писал Е. Е. Милановский [Милановский, Хаин, 1968].

Будагов Б. А. Геоморфология и новейшая тектоника юго-восточного Кавказа. Баку: Элм, 1973.
Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978.
Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968.
Геология СССР. Т. XV. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972.
Дикенштейн Г. Х., Кравченко К. Н., Муратов М. В. Тектоническая карта Юга СССР. М.: ГУГК, 1975.
Думитрашко Н. В. Новейшая тектоника Кавказа.— В кн.: Материалы совещ. изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. II.
Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Новейшая тектоника Кавказа.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
Кавказ: Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука, 1966.
Карта новейшей тектоники Юга СССР. М.: ГУГК, 1973.
Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975.
Копп М. Л., Расцветаев Л. М. О линеаментах, выявленных по космическим снимкам восточной части альпийского пояса.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11.
Макаров И. И. и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. Исследование природной среды космическими средствами.— В кн.: Геология и геоморфология. М., 1974а, т. II.
Макаров В. И., Трифонов В. Г., Щукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках.— Геотектоника, 1974б, № 3.
Макаров В. И., Щукин Ю. К. Активные скрытые разломы литосферы.— Геотектоника, 1979, № 1.
Маруашвили Л. И. Структура и рельеф Большого Кавказа.— Природа, 1937, № 4.
Милановский Е. Е. Современная структура Кавказа и прилегающих глубоководных впадин как отражение стадий эволюции земной коры в Альпийском геосинклинальном поясе.— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1963, № 1.
Милановский Е. Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность: Материалы II Всесоюз. тектон. совещ. в Душанбе. М.: Наука, 1964.
Милановский Е. Е. Неотектоническая (позднеорогенная) стадия развития альпийского пояса Юго-Западной Евразии и главные типы ее структуры. Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии. Баку, 1970.
Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.
Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса.— В кн.: Орогенические пояса. М.: Наука, 1968.
Муратов В. М. Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1964.
Николаев П. Н. Контрастность тектонических движений и их значений как геологического критерия сейсмичности.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 4.
Островский А. Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между г. Анапой и устьем р. Шахе): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новочеркасск, 1968.
Островский А. Б., Измайлов Я. А., Щеглов А. П., Арсланов Х. А., Тыртычный Н. И., Гей Н. А., Пиотровская Т. Ю., Муратов В. М., Щелинский В. Е., Балабанов И. П., Скиба С. И. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
Растворова В. А. Новейшая тектоника Большого Кавказа в связи с его сейсмичностью.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, сб. 5.
Расцветаев Л. М. О геологической природе линеаментов, выявляемых на космических изображениях Земли (на примере Кавказа).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 12.
Резанов И. А. Земная кора. М.: Наука, 1974.
Сахатов В. З. Результаты геологического дешифрирования космических снимков юго-восточной части Кавказа.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М., 1973, т. I.
Сахатов В. З. Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрирования космических снимков.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11.

Скарятин В. Д. Применение метода многоступенчатой генерализации при изучении геологических структур разного масштаба (на примере Северного Кавказа).— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М., 1976, т. V.

Сорский А. А. Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.

Тектоника нефтегазоносных областей Юга СССР. М.: Недра, 1973.

Тектоническая карта Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1974.

Трифонов В. Г. Соотношение разрывных и складчатых элементов в новейшей структуре Юга СССР.— В кн.: Внутренняя геодинамика. Л.: ВСЕГЕИ, 1972, вып. 2.

Трифонов В. Г. Молодые тектонические нарушения Копетдага и Юго-Восточного Кавказа и их значение для сейсмического районирования.— В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Трифонов В. Г. Тектоника активных областей земной коры в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1980.

Трифонов В. Г. и др. Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., 1973, т. I.

Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978.

Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950.

Хаин В. Е. Основные этапы тектономагматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.

Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Борукаев Ч. Б., Ломизе М. Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности).— В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962, т. III.

Цагарели А. Л. Четвертичная тектоника Грузии.— В кн.: XII сессия МГК. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964.

Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978.

Шурыгин А. М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Щукин Ю. К. Глубинные сейсмогенные разломы земной коры.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизика, 1973.

Щукин Ю. К. Сейсмогенные структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.791

Е. А. СПИРИДОНОВА

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕВАЛДАЙСКОГО МЕГАИНТЕРСТАДИАЛА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ФЛОРЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Одна из тенденций в разработке региональных стратиграфических схем — их все большая детализация. Особенно это относится к верхнему плейстоцену, где выявлено значительное число межстадиалов, стадиалов, ледниковых осцилляций и т. д. Отсюда — актуальность проблемы корреляции всех этих событий в различных районах.

Применительно ко второй половине верхнего плейстоцена нередко для целей сопоставления, помимо чисто геологических методов, используются данные определения абсолютного возраста. Однако далеко не всегда имеются возможности для применения этого метода. Большое значение не только для корреляций, но и для более широких палеогеографических реконструкций могут иметь биостратиграфические методы, в частности спорово-пыльцевой анализ. Нам кажется, что одна из важных задач этого метода — установление различий в условиях формирования флоры и растительности межстадиалов и стадиалов в пределах естественных историко-геологических провинций. Говоря иными словами, возникла необходимость получить для достаточно крупных регионов стратиграфические спорово-пыльцевые диаграммы межстадиалов и стадиалов.

Весь опыт использования спорово-пыльцевого анализа показывает, что разрешающая способность этого метода позволяет ставить подобную задачу. Достаточно вспомнить историю исследования такого периода, как голоцен.

Конечно, в отношении верхнего плейстоцена задача существенно осложняется, поскольку далеко не всегда могут быть однозначно истолкованы геологические данные. Однако использование определения других методов в качестве контрольных, создает реальную возможность получить стратотипические спорово-пыльцевые диатраммы некоторых межстадиалов и стадиалов.

На протяжении последних лет многие исследователи, в том числе и автор настоящей статьи, изучали отложения средневалдайского мегаинтерстадиала, которому иногда придается даже таксономический ранг второго верхнеплейстоценового межледниковья.

Стратиграфическая позиция средневалдайских отложений по отдельным разрезам, данные палинологии, материалы датирования по C^{14} в последние годы были достаточно подробно освещены в ряде публикаций [Арсланов и др., 1970, 1972, 1981; Геология четвертичных отложений..., 1967; Геоморфология и четвертичные отложения..., 1969; Заррина и др., 1973; Колесникова, Хомутова, 1971; Раукас, Серебрянный, 1971; Рельеф и стратиграфия..., 1961; Спиридонова 1970; Чеботарева и др., 1971а, б; Чеботарева, Макарычева, 1974]. Появление столь обширного материала по среднему валдаю позволяет нам дать достаточно полную картину смены во времени флористических комплексов и

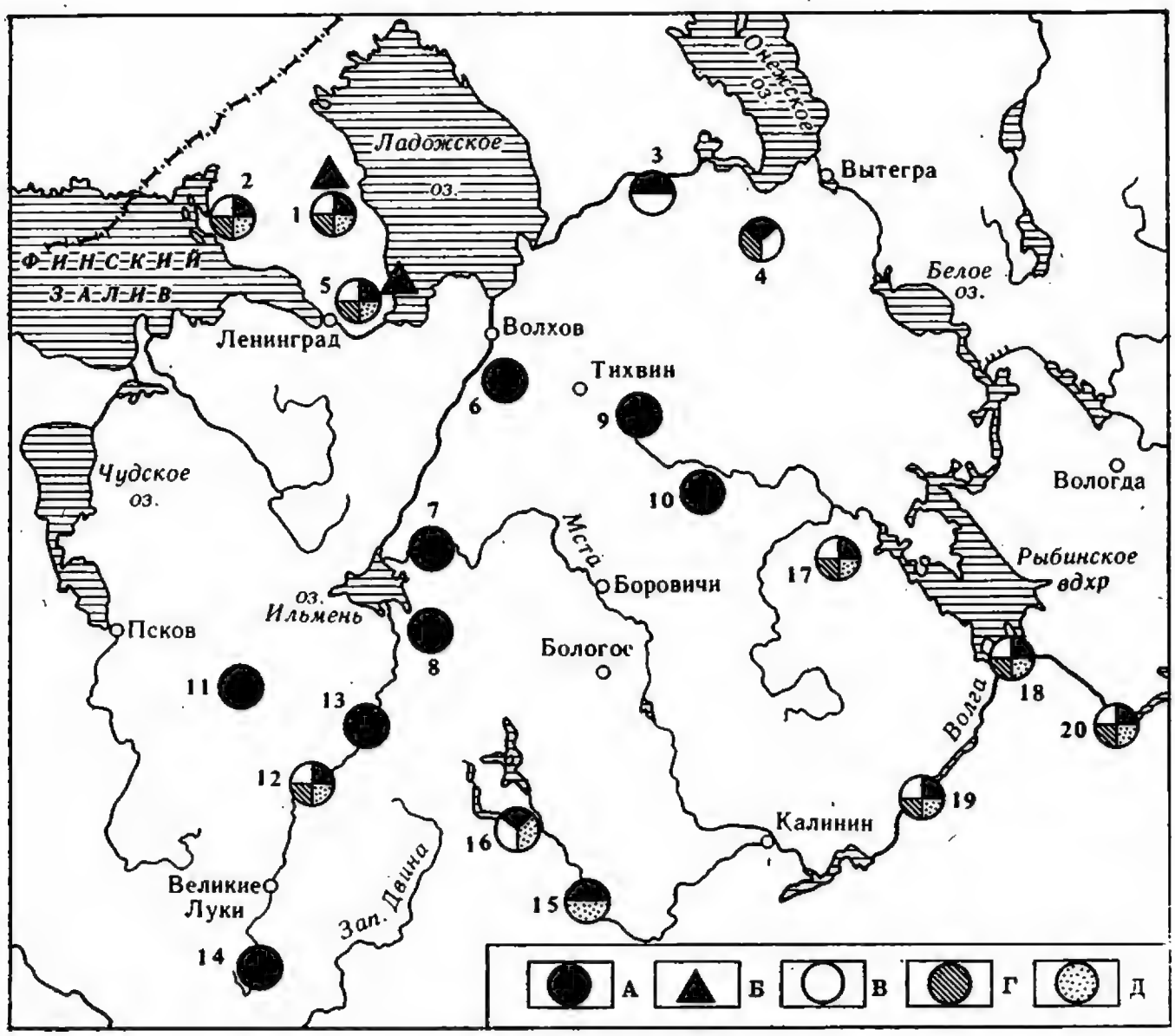


Рис. 1. Пункты находок остатков флоры средневалдайского мегаинтерстадиала

Методы изучения отложений: А — палинологический, Б — диатомовый, В — определение макроостатков вегетативных частей растений, Г — карпологический, Д — абсолютной геохронологии. Местоположение разреза и его номер: 1, 2 — Карельский перешеек — 1 — скв. 3 у пос. Васкелово, 2 — скв. 66 у пос. Молодежное на Черной речке; 3, 4 — Юго-Западное Прионежье — 3 — скв. 10 у пос. г. Подпорожье, 4 — скв. 23 на р. Тукша; 5 — Приневская низина — скв. 6, г. Ленинград, Гражданский пр.; 6—8 — Приильменье — 6 — скв. 222 у д. Ругуй вблизи г. Кириши, 7 — скв. 51, д. Волма, 8 — скв. 64, д. Локотско; 9, 10 — Валдайская возвышенность: 9 — скв. 1/25 у д. Масляная гора [Геоморфология и четвертичные отложения..., 1967], 10 — скв. 3 у оз. Волжанское близ пос. Сомино; 11 — Судомская возвышенность, скв. 1 у д. Леоново, материалы Е. С. Малясовой; 12—14 — бассейн р. Ловать: 12 — обн. 2 у д. Дунаево, 13 — обн. 1 у д. Бабкино, 14 — скв. 10 у д. Пырялово; 15—20 — бассейн Верхней Волги: 15 — обн. у с. Ново-Мончалово выше г. Ржев, 16 — обн. у д. Килешино на р. Сижина, 17 — обн. у д. Шенское на р. Кесьма, 18 — обн. у ст. Шестихино, 19 — обн. у г. Кашино, 20 — обн. на р. Которосль

наметить определенные рубежи в развитии растительных сообществ этого интервала времени. Обобщая все появившиеся данные по среднему валдаю Северо-Запада СССР (рис. 1), можно выделить семь палинологических зон, последовательно сменявших друг друга во времени (рис. 2).

ЗОНА БЕРЕЗ С ЭЛЕМЕНТАМИ КСЕРОФИТНОЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ФЛОРЫ (I)

Зона 1 характеризует начальный этап в развитии растительности средневалдайского интервала.

Полнее всего зона представлена в разрезах скважин 6, Гражданский проспект, 23 в юг-западном Прионежье и обн. у г. Кашин.

В спорово-пыльцевых спектрах зоны господствует пыльца древесных пород, составляя 40—60%, хотя велико участие травянистых растений и спор. Среди древесных доминирует пыльца берез. Как показы-

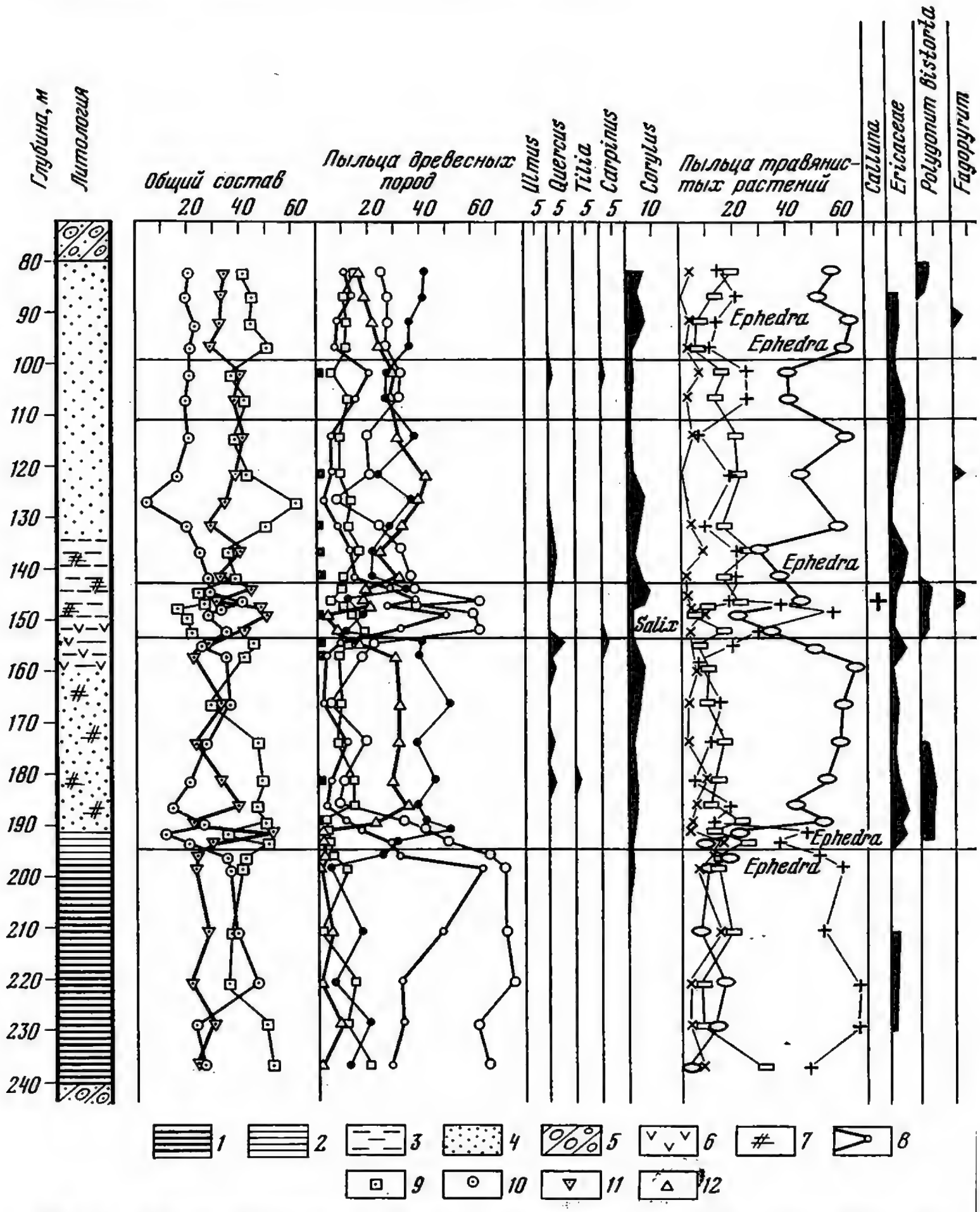
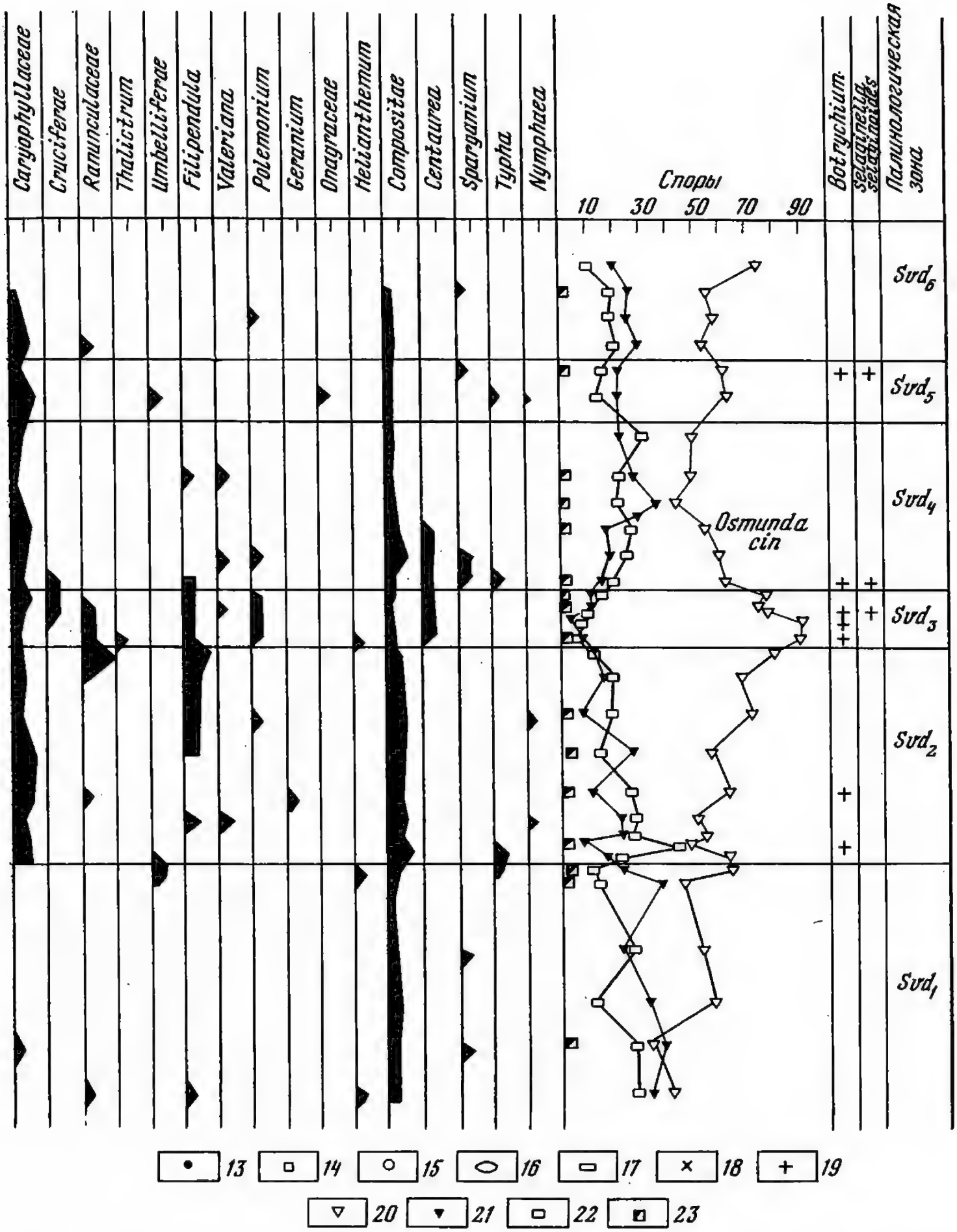


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма стратотипического разреза Гражданский проспект

1 — ленточные глины; *2* — алеврит; *3* — супесь; *4* — песок; *5* — морена; *6* — торф; *7* — растительные остатки; *8* — пыльца берез кустарниковой и кустарничковой форм; *9* — пыльца древесных пород и кустарничков; *10* — пыльца травянистых растений и кустарничков; *11* — споры; *12* — ель; *13* — сосна; *14* — ольха; *15* — береза; *16* — осоковые; *17* — злаковые; *18* — маревые; *19* — полыни; *20* — зеленые мхи; *21* — сфагновые мхи; *22* — папоротники; *23* — плауны

вают результаты видовых определений, основное количество определенных форм приходится на пыльцу Betula sect. Albae, хотя также значительно участие B. sect. Fruticosae и B. nana L. Велика роль пыльцы сосны (Pinus sylvestris L.), среди которой наряду с нормально развитыми формами встречаются зерна меньших размеров с почти нераз-



витыми воздушными мешками или недоразвитые за счет уменьшения размеров тела пыльцевого зерна. Такие же отклонения в морфологии пыльцы сосны отмечаются в поверхностных пробах из зон тундры и лесотундры [Спиридонова, 1979]. Содержание пыльцы ели по всем разрезам невелико и составляет не более 10%. Единично присутствует Duschekia fruticosa (Rupr.) Pouzar. и Salix sp.

Состав пыльцы травянистых растений довольно однороден. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца полыней, составляя 40—70%. Велико участие злаков, маревых — до 10%. Среди разнотравья чаще других отмечена пыльца сем. Caryophyllaceae, Umbelliferae, Compositae. Единично и не в каждом образце присутствует пыльца Ephedra.

Во всех изученных разрезах среди споровых господствуют зеленые мхи; споры сфагновых мхов и папоротников из сем. Polypodiaceae составляют не более 20—30%. В небольшом количестве, но постоянно присутствуют споры Selaginella selaginoides (L.) Link, Botrychium sp., а также Lycopodium clavatum L., L., dubium Zoega.

Состав спорово-пыльцевых спектров этой зоны, а также развитость форм, в первую очередь сосны, отражают существование в этот период разреженных лесных сообществ.

По-видимому, континентальность климата в предшествующие этапы валдайского оледенения, а также почвенные условия способствовали продвижению континентальных элементов флоры, в особенности ксерофитных степных, а также полупустынных и пустынных видов центральных районов Азии. Эти виды по существу явились основным ядром ксерофитной перигляциальной флоры, которая существовала на исследованной территории в течение всего среднего валдая, хотя роль ее в сложении растительных сообществ в отдельные этапы этого периода была различна. Во время похолоданий и аридизации климата, которые фиксируются данной палинологической зоной, значение центральноазиатских элементов во флоре было максимально.

ЗОНА СОСНЫ И ЕЛИ (II)

Эта зона достаточно полно представлена разрезами Карельского перешейка: скв. 7, Васкелово, скв. 66, Черная речка; в районе г. Ленинград: скв. 6, Гражданский проспект; на Онежско-Ладожском перешейке: скв. 10 у г. Подпорожье, скв. 23 на р. Тукша; на Валдайской возвышенности: скв. 1/25, Масляная Гора, в бассейне Верхней Волги — обн. у г. Кашин.

В настоящее время для этого периода имеется довольно большое количество конечных датировок абсолютного возраста.

По-видимому, наиболее ранний отрезок этого интервала зафиксирован в разрезе скв. 66, Черная Речка на Карельском перешейке. Оптимальные условия приходятся на дату 43300±780 лет назад (ЛУ-596), полученную также по скв. 7 на Карельском перешейке около пос. Васкелово. Концу зоны отвечают даты 40490±880 лет назад (ЛУ-15С) по разрезу у г. Кашин и 40380±880 лет назад (ЛУ-22) по скв. Гражданский проспект в г. Ленинград.

Спорово-пыльцевые спектры рассматриваемой зоны характеризуются господством пыльцы древесных пород, на долю которых приходится 60—80% общего состава. На долю трав приходится 10—20% и 20—30% — на споры.

Среди древесных пород господствующее положение в спектрах попеременно занимает пыльца сосны и ели.

В спорово-пыльцевых спектрах разрезов Карельского перешейка и Приневской низины больше пыльцы сосны и иногда она даже господствует, тогда как в спектрах по Прионежью, Валдайской возвышенности и Верхней Волге значительно участие ели.

Для этой зоны по разрезу скв. 6, Гражданский проспект изучалась морфологическая изменчивость пыльцы сосны. Исследования показали, что вариабельность зерен очень небольшая. Гистограммы, построенные по наиболее показательному параметру для пыльцы сосны — ширине пыльцевого зерна или его наибольшему диаметру — соответствуют характеру изменения этой величины для условий тайги [Спиридонова, 1979].

Интересна также довольно частая морфологическая изменчивость пыльцы рода Picea, которая прослеживается и в последующих зонах IV и VI. Подобные отклонения от обычных морфологических признаков отмечаются и сейчас на стыке двух ареалов этих видов [Архан-

гельский, 1962]. По-видимому, в течение всех оптимальных фаз межстадиала на большей части территории произрастало два вида елей: Picea abies (L.) Karst. и Picea obovata Ledeb.

О более широком участии сибирских таежных элементов во флоре этой зоны свидетельствуют также единичные находки пыльцы Abies cf. sibirica Ledeb. и постоянное присутствие Pinus sibirica Du Four, которая в спектрах более восточных разрезов иногда составляет 1—2% от суммы пыльцы древесных пород.

Среди лиственных пород наибольшее значение имеют Betula sect. Albae и Alnus cf. incana (L.) Moench в спектрах более северных разрезов (скв. 10, 23).

В небольшом количестве, но постоянно присутствует Betula sect. Fruticosae и B. nana L. Изредка в виде единичных пыльцевых зерен отмечены Ulmus, Quercus, Tilia и Corylus, чаще в спорово-пыльцевых спектрах Верхней Волги и Валдайской возвышенности.

В составе травянистых растений основное место занимает пыльца осок, тогда как другие представители, в том числе злаки и полыни, играют незначительную роль. Из разнотравья следует отметить Caryophyllaceae, Umbelliferae, Cruciferae, Compositae, встречающиеся в спектрах в небольшом количестве. Из споровых преобладают зеленые мхи, папоротники, реже сфагновые мхи. Единично и не в каждом образце присутствуют лесные виды плаунов L. clavatum L., L. complanatum L., L. selago L., Botrychium sp., Selaginella selaginoides L. и очень редко — Osmunda cinnamomea L.

Таким образом, по палеоботаническим данным, по-видимому, на всей исследованной территории в рассмотренные отрезки времени широкое развитие получили лесные группировки. Это фиксируется не только данными палинологического и карпологического анализов, но и ботаническим составом торфа. Большинство определенных торфов — древесные, иногда это березово-сосновые низинные торфа или елово-сосновые. Основными лесообразующими породами на всей обширной территории Северо-Запада стали сосна и ель, причем при движении на восток эдификаторная роль ели заметно возрастала.

Это подтверждается и данными ботанического состава торфа, где определена кора и древесина ели. Палеокарпологические исследования (по данным Т. Д. Колесниковой) в разрезе у г. Кашин показали, что наряду с Betula nana, Selaginella selaginoides, Potamogeton filiformis Peps., Hippuris vulgaris L., Sambucus racemosa L., Rubus saxatilis L., Viola canina L. определены семена Picea abies (L.) Karst. В этом же направлении происходило и усиление роли сибирского таежного комплекса, который, по палинологическим данным, фиксируется появлением Abies sibirica, Picea obovata, а также увеличением роли Pinus sibirica.

По-видимому, становление лесной бореальной флоры началось около 45 000 лет назад и закончилось только где-то между 39 000—40 000 лет назад. Однако общая облесенность и строение лесных сообществ на всей обширной территории Северо-Запада были различны. На Онежско-Ладожском перешейке и севере Карельского перешейка вместе с сосной и елью велико было участие березы. Здесь же наряду с бореальными элементами различного происхождения большую роль играли в отличие от юга гипоарктические и отчасти даже ксерофитные перигляциальные элементы флоры, которые, по-видимому, не утратили своего значения еще с предыдущего периода.

В палинологических спектрах иногда присутствуют зерна липы, вяза, дуба, реже граба. Возможно в этот период расширялись ареалы распространения этих пород. Судя по значительному количеству находок погребенных гипновых низинных торфяников с участием Drepanocladus, Scorpidium scorpioides, Calliergon Meesea truquetra, а также

Carex rostrata Stokes, Menyanthes trifoliata L., сфагново-хвощевого и древесно-низинного торфов с преобладанием Sph. sect. Subsecunda, Sph. sect. Palustra, хвоща, семян и веточек болотных растений — Menyanthes trifoliata, Typha latifolia L., Calla palustris L., Comarum palustre L., Naumburgia thyrsiflora (L.) Reichenb. Hippuris vulgaris, преобладающих в палинологических спектрах осок и мезофильного разнотравья, климат был достаточно влажный и бореальный.

ЗОНА БЕРЕЗ С ЭЛЕМЕНТАМИ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ФЛОРЫ (III)

Эта зона довольно подробно изучена палеоботанически по ряду разрезов: на Онежско-Ладожском перешейке в скв. 10 и 23, в районе Ленинграда по скв. 6 Гражданский проспект, в обнажении на р. Ловать около д. Дунаево и в карьере кирпичного завода у г. Кашин Калининской области.

Абсолютный возраст этой зоны определен по образцу из скв. 6 Гражданский проспект в 39 000±810 лет назад (ЛУ-63), что датирует первую половину описываемой зоны. Близкий порядок цифр определяет начало этой зоны и по разрезу в г. Кашин.

По палинологическим данным эта зона во многом аналогична зоне I, хотя участие элементов ксерофитной перигляциальной флоры здесь меньше. В общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладают недревесные компоненты — травы и споры, тогда как пыльца древесных пород составляет всего 20—30%, в ней господствует пыльца берез, и в первую очередь Betula sect. Friticosae и B. nana. Микрофоссилии других древесных пород, в том числе и хвойных, содержатся в небольшом количестве. Пыльца сосны и ели часто меньших размеров, иногда с редуцированными воздушными мешками. По данным анализа морфологических параметров пыльцы сосны и сходству полученных типов гистограмм с соответствующими результатами, имеющимися по поверхностным пробам из тундры, спорово-пыльцевые спектры этой зоны характеризуют безлесные ландшафты [Спиридонова, 1979].

Среди травянистых растений, которые часто господствуют в общем составе спектров этой зоны, преобладают полыни, хотя значительно участие осок и злаков; из разнотравья чаще присутствует пыльца сем. Caryophyllaceae, Compositae и иногда Umbelliferae. Среди споровых господствуют зеленые мхи, единично встречены плауны Lycopodium clavatum, L. complanatum, L. dubium, Botrychium sp. и Selaginella selaginoides.

Ботанический состав торфа этого интервала времени оказался следующим: Drepanocladus, Calliergon, Scorpidim scorpioides, Sphagnum sect. Acutifolia, хвощ, осоки (Carex rostrata), рогоз, а также кора и древесина березы (Betula pubescens) и сосны (Pinus sylvestris).

Анализируя состав флоры, количественные соотношения основных компонентов, а также качественный состав спектров, видим, что в период времени, отвечающий этой палинологической зоне, бореальные лесные сообщества утратили свое господствующее положение, а на смену им пришли редколесья, образованные березой, реже сосной. Значительное развитие получили кустарничковые и травянистые ассоциации открытых мест обитаний. Однако в отличие от зоны I здесь большее распространение имели болотно-тундровые формации наряду с ксерофитными сообществами. По-видимому, климат был достаточно холодный, но более влажный, чем в период образования осадков зоны I.

ЗОНА ЕЛИ И СОСНЫ, МАКСИМУМ ОЛЬХИ И ШИРОКОЛИСТВЕННЫХ ПОРОД (IV)

Эта зона изучена в разрезах на Онежско-Ладожском перешейке по скв. 10 и 23, в районе Ленинграда на Гражданском проспекте по скв. 6, обнажению на р. Ловать у д. Дунаево, в карьере кирпичных заводов у д. Ново-Мончалово и у г. Кашин Калининской области, обнажению на р. Которосль против д. Солонец.

Данные абсолютного возраста в настоящее время имеются всего по одному разрезу, изученному в карьере у д. Ново-Мончалово — 33 690± ±360 лет назад. Судя по разрезу, этот возраст соответствует второй половине описанной зоны.

Известны результаты ботанического анализа состава торфяных прослоев (определения А. А. Беловой) по скв. 10 на Онежско-Ладожском перешейке, скв. 6 Гражданский проспект и обн. на р. Ловать у д. Дунаево. Определены гипновые мхи Calliergon sp., Drepanocladus sp., Scorpidium Scorpioides, Aulacomnium sp., сфагновые мхи Sphagnum sect. Subsecunda, Sph. sect. Acutifolia, Sph. teres, (Sochimp.) Angstr., Sph. warnstorfianum Russ., Equisetum, Carex sp., Carex rostrata, Carex lasiocarpa Ehrh., Eriophorum sp., Menyanthes trifoliata, Phragmites australis, а также кора и древесина Picea sp., Pinus sylvestris, Betula pubescens Ehrh.

По данным спорово-пыльцевого анализа, эта зона характеризует наиболее оптимальные условия всего средневалдайского интервала. Для более северных разрезов характерна выдержанность и достаточная однородность спорово-пыльцевых спектров. В отличие от предыдущей зоны здесь резко возрастает участие пыльцы древесных пород в общем составе (60—70%), меняется и процентное содержание отдельных видов. Так, среди пыльцы древесных господствуют хвойные породы — ель и сосна. Пыльца ольхи и березы содержится в небольшом количестве (15—25%), причем Betula sec. Fruticosae и B. nana составляют всего 3—5%. Единично и не в каждом образце присутствует пыльца широколиственных пород дуба и липы, а пыльца лещины иногда составляет до 10%. Состав пыльцы травянистых растений несколько меняется от разреза к разрезу, по-видимому, отражая локальные особенности формирования спектров. Так, на водоразделах больше ксерофитных элементов перигляциальной флоры (до 60% в карьере у д. Ново-Мончалово), тогда как в условиях долин рек и их дельт преобладают осоки, злаки и очень разнообразен состав мезофильного разнотравья, представленного различными родами сем. Caryophyllaceae, Compositae, Polygonaceae, Ranunculaceae, а также Umbelliferae, Cruciferae, Armeria cf. vulgaris Willd. Среди споровых господствуют папоротники из сем. Polypodiaceae, сфагновые и зеленые мхи. Разнообразен состав плаунов. Так, наряду с Lycopodium clavatum, L. complanatum, L. selago в обнажении у д. Дунаево определен океанический вид — L. inundatum I. Почти по каждому разрезу в спорово-пыльцевых спектрах этой зоны изучены споры Osmunda cinnamomea L., однако иногда они меньших размеров, с более мелкими шипиками на экзине.

При характеристике южных разрезов этой зоны хотелось бы более подробно остановиться на палинологических данных по разрезу против д. Солонец в устье р. Которосль[1]. Палеоботанические данные по этому обнажению особенно важны в том отношении, что здесь в одном

[1] Данные палинологического анализа получены автором по образцам, отобранным И. И. Красновым и Е. П. Зарриной.

разрезе представлены оптимумы микулинского межледниковья[2] и средневалдайского интервала, выраженные преобладанием пыльцы ольхи. Видовой состав, развитость пыльцевой флоры, а также процентное соотношение отдельных видов для этих двух горизонтов различны, что не дает возможности считать всю изученную толщу одновозрастной. Это особенно отчетливо выявляется при характеристике видового состава пыльцы ольхи. Так, в оптимуме микулинского межледниковья по обр. 2 Т. И. Казарцевой на 100 пыльцевых зерен Alnus glutinosa (L.) Gaertn. определено 24 зерна A. incana и A. sp.— 1. В спорово-пыльцевых спектрах среднего валдая (обр. 21) среди всех встреченных зерен ольхи абсолютно преобладает пыльца Alnus incana (100 зерен), A. glutinosa — 2 зерна и A. sp. — 1. В целом в спорово-пыльцевых спектрах средневалдайского интервала господствует пыльца древесных пород (60%), хотя много и спор зеленых мхов. Среди пыльцы древесных пород преобладает ольха, вторым компонентом является ель, которая иногда составляет до 40%. Сумма пыльцы широколиственных пород 8—10%. Преобладает пыльца дуба, в меньшем количестве определены липа и вяз, часто пыльца дуба тонкая и меньших размеров. Состав травянистых растений значительно разнообразнее, чем в оптимуме микулинского межледниковья. Наряду с пыльцой осок и злаков встречена пыльца мезофильного разнотравья Caryophyllaceae, Umbelliferae, Compositae нескольких видов, а также пыльца водных растений Nymphaea, Nuphar, Myriophyllum. Пыльца полыней и маревых составляет не более 10%. Среди споровых велико участие зеленых мхов, папоротников, среди которых определены Osmunda cinnamomea и Cystopteris sudetica A. Br. et Milde. Обнаружены споры Selaginella selaginoides, иногда до 3—4 зерен в препарате.

Палинологическая характеристика этой зоны в разрезах Калининской и Ярославской областей, как было показано выше, более сложная — здесь нарушается однородность состава дендрофлоры. Выделяются интервалы с господством ели с ольхой и широколиственными или ольхи с елью и широколиственными и снова ели. По-видимому, для этих районов необходимо более дробное деление зоны на подзоны а, б, в, где а — нижний максимум ели, б — преобладание или господство ольхи наряду с другими элементами и в — верхний максимум ели.

По-существу, в зоне IV наблюдается постепенная смена типично межстадиальных условий почти межледниковыми, что проявляется в господстве бореальных элементов флоры и исчезновении в спектрах ксерофитных перигляциальных элементов при движении с запада на восток.

Все описанные выше спорово-пыльцевые спектры, характеризующие эту палинологическую зону, свидетельствуют о том, что в то время лесная растительность занимала господствующее положение на всей территории северо-запада, а темнохвойные леса из ели имели наибольшее распространение. На востоке территории это, по-видимому, была Picea fennica (Regel) Kom., хотя имеются и отдельные находки семян Picea abies по разрезу у г. Кашин.

Не исключено присутствие в лесах того времени гибридных форм, особенно на Онежско-Ладожском перешейке и к юго-востоку от Валдайской возвышенности. Тем более, что для более позднего этапа этого межстадиала (зона VI) по разрезу у с. Шенское в Калининской области впервые Т. Д. Колесниковой были определены шишки этого вида [Заррина и др., 1973].

К северу от г. Тихвин известны находки пыльцы Abies sibirica. По-видимому, ареал этой породы значительно расширялся в эту опти-

[2] А. И. Москвитин всю толщу в этом разрезе относит к молого-шекснинскому межледниковью [Москвитин, 1976].

мальную фазу. Помимо пихты, по палинологическим данным, фиксируются находки и других элементов сибирской флоры, таких, как Pinus sibirica, и Armeria sibirica Furcz. et Boiss и Cystopteris sudetica. По-видимому, с этим периодом связана одна из значительных миграций сибирского таежного комплекса на территорию Северо-Запада.

Широкое участие в составе лесов того времени принимала также сосна Pinus sylvestris. Кусочки коры и древесины этой породы, не говоря уже о ее пыльце, постоянно встречаются в отложениях, отвечающих этой зоне. Однако расселение сосны скорее определялось эдафическими условиями, чем климатическими. Так, на Карельском перешейке формации сосновых лесов, как и сейчас, имели наибольшее распространение.

В условиях обширных дельт на юго-востоке территории определенное развитие получили формации из Alnus incana и отчасти Alnus glutinosa, хотя в целом условия для их произрастания были значительно менее благоприятны, чем во время микулинского межледниковья и даже ранневалдайского времени, что достаточно отчетливо фиксируется развитостью пыльцевых зерен этих видов. По-видимому, долины и дельты рек способствовали также более широкому развитию неморальных элементов флоры.

На определенное распространение неморальной группы в средневалдайское время, по мнению Н. А. Миняева [Миняев, 1966], может указывать и современное распространение на Валдайской возвышенности таких растений, как Asarum europaeum L., Galeobdolon luteum L., Geranium robertianum L., а также ряда других, которые до настоящего времени сохранились на этой возвышенности в изолированных местообитаниях. Помимо лесных сообществ, на северо-западе территории на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках, по данным палинологического анализа, несколько возросла роль растений открытых местообитаний и в первую очередь ксерофитных, перигляциальных элементов флоры. Образованные ими ценозы были, по всей вероятности, достаточно устойчивыми, а на некоторых участках оказывались даже фитоценотически сильнее, чем сообщества бореальных и умеренно бореальных видов. К югу от широты оз. Ильмень, а по долинам и несколько севернее эдификаторная роль этих растений заметно снижалась.

Климат оптимума этой зоны может быть определен как континентально-бореальный, хотя климатические условия все-таки допускали некоторое развитие на западе океанических видов, таких, как Armeria cf. vulgaris Willd., Lycopodium inundatum L., определенных в разрезе у д. Дунаево.

ЗОНА БЕРЕЗ С ЭЛЕМЕНТАМИ КСЕРОФИТНОЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ФЛОРЫ (V)

Полнее всего эта зона изучена палинологически по разрезам скв. 23 на Онежско-Ладожском перешейке, в районе г. Ленинград по скв. 6 Гражданский проспект, в обнажении на р. Ловать у д. Дунаево, в Калининской области по разрезам у г. Кашин, Шестихино, у сел Шенское, Ново-Мончалово.

Конечных датировок абсолютного возраста по этой зоне пока нет, хотя в разрезе у с. Ново-Мончалово описываемая зона зафиксирована между датированными слоями с возрастом от 33 690±360 до 29 080±±580 лет назад.

По сравнению с предыдущей зоной в общем составе спорово-пыльцевых спектров возрастает участие споровых и травянистых растений, тогда как пыльца древесных пород составляет не более 40—60%. Среди последних велико участие пыльцы берез (50—60%), в первую оче-

редь B. sect. Fruticosae. Второе место по обилию принадлежит пыльце сосны. Ее роль заметно возрастает (до 60%) в спорово-пыльцевых спектрах из разрезов в Калининской и Ярославской областях.

Среди пыльцы травянистых растений преобладают Cyperaceae, Gramineae, хотя и велика роль полыней, которые иногда составляют до 60% (скв. 23, 10 — юго-западное Прионежье). Споры зеленых мхов господствуют во всех изученных разрезах. Единично встречены споры Selaginella selaginoides, Botrychium sp. и реже Lycopodium sp.

Описываемая зона по особенностям спорово-пыльцевых спектров во многом повторяет зону III, характеризуя березовые и сосновые редколесья, хотя, по-видимому, отражает менее суровые климатические условия, что можно предположить по значительной роли пыльцы сосны в разрезах из Калининской и Ярославской областей.

ЗОНА СОСНЫ И ЕЛИ, ИНОГДА СО ЗНАЧИТЕЛЬНЫМ ПРИСУТСТВИЕМ БЕРЕЗ (VI)

Изучена зона палеоботанически по целому ряду разрезов: скв. 10, 23, южное Прионежье, скв. 6 Гражданский проспект, обн. на р. Ловать у д. Дунаево и Бабкино, выше г. Холм. В пределах Калининской области эта зона зафиксирована в разрезах у д. Килешино на р. Сижина, у сел Ново-Мончалово и Шенское на р. Кесьма.

В спорово-пыльцевых спектрах этой зоны господствует пыльца древесных пород, составляя от 60 до 80%, причем в последнее время все большее число разрезов фиксируют изменение состава спектров в сторону похолодания в середине этой зоны. Этот интервал отчетливо прослеживается в разрезах у сел Дунаево, Ново-Мончалово, Шенское.

Определены временные рамки этого похолодания. Оно заключено между нижним оптимумом зоны с абсолютным возрастом 31 470± ±590 лет назад, известным по разрезу у с. Шенское, и началом верхнего потепления, изученным в разрезе у с. Ново-Мончалово с возрастом 29 080±580 лет назад. Дата второй половины верхнего оптимума известна в настоящее время по разрезу у д. Дунаево на р. Ловать — 25 440±270 и 25 600±360 лет назад.

Оптимальные условия для большей части территории характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами с господством пыльцы ели, тогда как по разрезам на Онежско-Ладожском и Карельском перешейках велика роль сосны. Пыльца ели в морфологическом отношении по разрезам восточнее р. Ловать разнообразна, что, по-видимому, связано с интрогрессивной гибридизацией [Бобров, 1978]. Данные карпологического анализа, выполненного Т. Д. Колесниковой, подтверждают эту точку зрения. Так, по разрезу у с. Шенское в слоях, отвечающих этой зоне, помимо шишек Picea abies, были обнаружены шишки Picea fennica.

Единично определена пыльца Pinus cf. sibirica и Abies sp. Пыльца других древесных пород, в том числе и мелколиственных — ольхи и березы — содержится в очень небольшом количестве. Пыльца широколиственных присутствует лишь иногда, в виде единичных зерен.

Разнообразен в видовом отношении состав травянистых растений: преобладают осоки, много злаков, а из разнотравья — гвоздичные и сложноцветные. По разрезам на р. Ловать (Дунаево и Бабкино) определена Armeria двух видов, Helianthemum nummularium (L.) Mill., Geranium, Valeriana. Среди споровых чаще доминируют папоротники, реже зеленые и сфагновые мхи. Постоянно, но единично присутствуют лесные виды плаунов L. clavatum, L. complanatum, L. selago, а в разрезе у д. Дунаево обнаружены хорошей сохранности споры Osmunda cinnamomea.

Похолодание в средней части зоны выявлено по изменению состава доминантных видов в пыльце древесных пород. Здесь возрастает значение B. sect. Albae, которая составляет от 40 до 60%. Таким образом, эта зона фиксирует третье, также достаточно значительное продвижение лесных бореальных видов на территорию северо-запада Европейской части СССР, отражая преобладание лесных сообществ. Это были елово-сосновые, сосновые, березово-сосновые и березовые леса. На юго-востоке значительно большее развитие получили формации еловых лесов.

Данные карпологического анализа указывают на произрастание в лесах того времени двух, а, возможно, и трех видов ели, поскольку P. fennica — гибридогенный вид, являющийся результатом гибридизации ели европейской P. abies и сибирской P. obovata. О продвижении сибирских элементов флоры в то время свидетельствуют и находки пыльцы Abies cf. sibirica, Pinus sibirica, Armeria cf. sibirica, спор Cystopteris sudetica.

Некоторые площади, бесспорно, были заняты луговыми ценозами, что отражается составом пыльцы травянистых растений, в которой встречено много пыльцы злаков, различных видов сем. Caryophyllaceae, Compositae, Umbelliferae, Rumex sp., Geranium sp., Dipsacaceae, Polygonum bistorta L. и ряд других.

ЗОНА БЕРЕЗ С ЭЛЕМЕНТАМИ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ФЛОРЫ (VII)

Наиболее полно представлена в разрезах скв. 10 и 23 на Онежско-Ладожском перешейке, в обнажении на р. Ловать и д. д. Дунаево и Бабкино выше г. Холм, в разрезах Калининской области на р. Сижина у д. Килешино и на р. Кесьма у с. Шенское.

В общем составе спорово-пыльцевых спектров этой зоны господствуют недревесные компоненты, тогда как пыльца древесных пород составляет не более 30—40%, а в конце зоны — до 10%. Среди последних господствует сначала пыльца сосны, чаще в разрезах по долинам рек, а затем берез, причем велико участие B. sect. Fruticosae и B. nana. Пыльца сосны часто недоразвита и более тонкая. Пыльца берез разнообразна, особенно в образцах, которые характеризуют начало зоны. Иногда велико участие пыльцы Salix (до 17% в разрезе у с. Шенское). Состав пыльцы травянистых растений также не остается постоянным на протяжении всей зоны. Преобладают осоки, много злаков, а из разнотравья в начале зоны до 30% приходится на долю разнообразных сложноцветных, гвоздичных, зонтичных и до 20% составляют полыни. Часто присутствуют Polygonum bistorta, Armeria, Valeriana, Geranium, Helianthemum. В образцах конца зоны состав пыльцы травянистых растений делается более бедным в видовом отношении, почти полностью исчезает пыльца полыней и маревых, делается менее разнообразно мезофильное разнотравье, начинают безраздельно господствовать только осоки и злаки. Эта закономерность изменения состава пыльцы травянистых растений также отчетливо прослеживается на спорово-пыльцевых диаграммах И. А. Макарычевой и В. И. Хомутовой [Чеботарева, Макарычева, 1974; Колесникова, Хомутова, 1971].

Среди споровых доминируют зеленые мхи, значение других компонентов невелико. Постоянно присутствуют Selaginella selaginoides и часто — Botrychium sp.

Таким образом, основными компонентами растительного покрова, по-видимому, были разнообразные кустарниковые группировки — кустарниковые березняки, ивняки, ольшаники. О видовом богатстве этих сообществ можно судить по различной морфологии пыльцы кустарниковых берез и ив в спорово-пыльцевых спектрах этого возраста. По-види-

мому, значительное развитие имели также болота, разнообразные мезо-и гигрофильные травянистые сообщества, а также кустарничково-моховые нивальные группировки.

* * *

Анализируя весь имеющийся палеоботанический материал по среднему валдаю следует признать, что каждый его временно́й интервал — этап характеризуется вполне определенным флористическим комплексом. Эти комплексы отличны не только от современного состава флоры исследованной территории, но и от флор микулинского межледниковья и всего голоцена. По данным спорово-пыльцевого анализа, на протяжении всего рассматриваемого мегаритма ни разу полностью не происходило восстановление зонального типа растительности, что не позволяет считать этот временно́й интервал межледниковым.

Состав флоры отличается значительным богатством и разнообразием, которое было обусловлено миграциями некоторых групп видов на территорию Северо-Запада. В первую очередь это были бореальные виды — голарктические и евроазиатские таежные виды Lycopodium annotinum, Oxalis acetosella L., Ledum palustre L., Oxycoccus palustris Pers., Vaccinium myrtillus L., V. vitis idaea L., восточноевропейские сибирские виды Abies sibirica, Pinus sibirica, Cystopteris sudetica, Rubus arcticus L., европейские горнотаежные виды Picea abies, Alnus incana, Sambucus racemosa.

Подтаежные виды были представлены в основном в составе опушечно-луговых, прибрежных, а также болотных и лесных флористических комплексов, среди которых можно выделить евро-сибирские подтаежные виды Botrychium multifidium (s. g. Gmel.) Rupr., Calla palustris, Polygonum bistorta, Filipendula ulmaria (L.) Rubus saxatilis L. и восточно-европейские (сарматские) виды, такие, как Ulmus laevis Pall., Polygala comosa Schkuhr. Широколиственно-лесные (неморальные) паневропейские элементы флоры в периоды оптимумов межстадиала продвигались на территорию Северо-Запада, хотя и не получили широкого распространения. Здесь в первую очередь можно отметить Quercus robur, Corylus avellana, Ulmus glabra, Tilia cordata. В отдельные периоды среднего валдая происходило значительное усиление роли степных и пустынных средиземноморско-центральноазиатских элементов флоры, виды рода Artemisia подрода Seriphidium, Ceratoides papposa Botsch. et Lkonn., Kochia prostrata (L.) Schrad и северосредиземноморско-туранские элементы, среди которых чаще встречается Ephedra distachya L. Кроме них, по сравнению с современной флорой была велика роль гипоарктических и гипоарктоальпийских видов (Betula nana, Selaginella selaginoides, Rubus chamaemorus L., Oxycoccus microcarpus, Furcz ex Rupr, Vaccinium uliginosum L., Polygonum viviparum), а также арктического вида Armeria Scabra Pall. ex Roem. et Schult. По-видимому, бо́льшую роль, чем в наши дни, играли горные среднеевропейские виды (Helianthemum alpestre (Jacq.) D. C., H. ovatum (viv.) Dun.). В оптимуме зоны IV возрастала роль амфиатлантических, европейско-атлантических видов (Ophioglossum vulgatum L., Lycopodium inundatum, Armeria vulgaris).

Накопление и четкая документация фактов географического распространения растений — одна из важнейших задач современной фитохронологии. Без этой основы невозможны никакие научные рассуждения по поводу географического распространения растений. При этом значимость любых выводов в немалой степени зависит от количества фактов, которыми мы располагаем.

По-видимому, здесь следует более подробно остановиться на проблеме совместного нахождения в палинологических спектрах Osmunda cinnamomea и Selaginella selaginoides, поскольку этот вопрос особенно

остро стоит в отношении средневалдайского интервала [Чеботарева, Гричук и др., 1971а; Чеботарева, Макарычева, 1974].

За последние годы в палинологической лаборатории ЛГУ накоплен довольно значительный материал, позволяющий считать, что эти два вида могли существовать на одной и той же территории вплоть до среднего оптимума (зона IV) валдайского мегаритма.

Для Osmunda cinnamomea и Selaginella selaginoides характерно наложение площадей ареалов, и в настоящее время они произрастают на Дальнем Востоке. В Европе совместно с Selaginella selaginoides распространен другой близкий вид — Osmunda regalis L. Следовательно, экологической преграды для расселения этих растений на одной территории нет, и потому совместное нахождение в спектрах этих видов вполне возможно.

Изучая неоднократные и достаточно сложные последовательные изменения палинологических комплексов и зон времени среднего валдая, нельзя не обратить внимание на то, что «недревесные» спорово-пыльцевые спектры с господством Betula nana характеризуются различным составом пыльцы травянистых растений. В зонах I, III и V велико участие рода Artemisia, от 10 до 20% составляет пыльца сем. Chenopodiaceae и единично — Ephedra. В зоне VII эти элементы флоры практически отсутствуют, тогда как значительна роль осок, злаков и в меньшей степени мезофильного разнотравья.

Как показали наши исследования, присутствие ксерофитов в палинологических спектрах наблюдается уже в конце микулинского межледниковья и во всех стадиалах раннего и среднего валдая. Эта миграционная волна широкого распространения представителей туранско-центральноазиатских элементов флоры достаточно отчетливо видна на всех спорово-пыльцевых диаграммах по разрезам более южных областей, а также северо-запада и центра Русской равнины.

По-видимому, ксерофиты туранско-центральноазиатского происхождения являются постоянным компонентом флористических комплексов только относительных похолоданий внутри крупных мегаритмов таких палинологических зон, как Vd_1, Vd_3, по В. П. Гричуку, или зоны I, III, V среднего валдая. Так какие же условия географической среды обусловили формирование подобных палинологических спектров?

В настоящее время северная граница ареалов большинства представителей ксерофитной туранской флоры проходит по широте 52—55° [Мусаев, 1969]. Северный предел распространения этих видов, по-видимому, связан в большей степени с возрастанием годового количества осадков и увеличением влажности воздуха, чем с температурными условиями. Так, например, на Памире, где в некоторых его частях июльская температура не поднимается выше +10°, этот флористический комплекс составляет основное ядро слагающих видов. Не исключено, что северная граница распространения туранских элементов определяется также и возрастающей конкуренцией со стороны бореальных видов, так как, по существу, севернее этого предела проходит граница распространения зоны леса.

Спорово-пыльцевые спектры описанных выше зон характеризуют безлесные ландшафты. Присутствие в них значительного количества пыльцы Betula nana, Salix, Selaginella selaginoides свидетельствует, что их образование связано с тундровой зоной. Вместе с тем преобладание в спектрах Artemisia, находки пыльцы сем. Chenopodiaceae, Ephedra исключают возможность сопоставления с современной арктической тундрой.

В настоящее время степные сообщества в тундровой зоне встречаются только на Чукотке и вне СССР в перигляциальных районах юго-западной Гренландии. В обоих случаях характерна приуроченность

этих степных сообществ к наиболее низкоширотным районам тундровой зоны, что, по мнению Б. А. Юрцева [1974], можно объяснить только гелеофильной природой этих сообществ и соответственно стремлением их к более интенсивной инсоляции.

В перигляциальных зонах раннего и среднего валдая, располагавшихся в умеренных широтах, можно предположить значительно большее участие в растительном покрове степных элементов и продвижение к северу континентальных галофитов.

Эти растения могли образовывать лугово-степные сообщества, хотя присутствие арктоальпийских и гипоарктических элементов флоры свидетельствует, что эти ценозы не были постоянной и единственной составляющей ландшафта прошлого. Принимая во внимание характер доминантных видов, таких как Betula nana, Betula sect. Fruticosae, Salix, Selaginella selaginoides, следует считать общий характер ландшафта тундровым для северо-запада Русской равнины в эти периоды раннего и среднего валдая, хотя он существенно отличался по типу растительных сообществ от современных тундр. Тундры прошлого в эти периоды можно рассматривать только как ксеротермные.

«Недревесные» спорово-пыльцевые спектры с господством Betula nana и трав, где отсутствуют представители ксерофитной перигляциальной флоры (зона VII), по существу отражают условия современных арктических тундр. Эти спектры связаны с концом раннего и среднего валдая (разрезы Шестихино, Дунаево, Пучка) и приурочены к отложениям, предшествующим максимальным подвижкам ледника. Следовательно, только в периоды максимумов оледенения в умеренных широтах устанавливались условия, близкие к арктическим тундрам. По-видимому, именно эти флоры можно рассматривать в качестве естественных реперов при делении эпохи большого валдая на три крупные мегаритма. По этим данным становится очевидным невозможность объединения раннего и среднего валдая в единый безледный период, в течение которого происходили лишь слабые ритмичные колебания климата на фоне постепенного нарастания холода.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х. А., Бреслав С. Л., Громова Л. И., Заррина Е. П., Зубков А. И., Краснов И. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье.— ДАН СССР. Сер. геол., 1970, т. 195, № 5.

Арсланов Х. А., Баканова И. П., Зубков А. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте и палеоботанической характеристике средневалдайского интерстадиала по разрезу в среднем течении р. Ловати.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 39.

Арсланов Х. А., Бреслав С. Л., Заррина Е. П., Знаменская О. Н., Краснов И. И., Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А. Климатостратиграфия и хронология среднего валдая северо-запада и центра Русской равнины.— В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины: (Стратиграфия и палеогеография). М.: Наука, 1981.

Архангельский Д. Б. Некоторые палинологические данные о явлении интрогрессивной гибридизации.— Ботан. журн., 1962, т. 47, № 7.

Бобров Е. Г. Лесообразующие хвойные СССР. Л.: Наука, 1978.

Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967.

Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. Л.: Наука, 1969.

Заррина Е. П., Спиридонова Е. А., Арсланов Х. А., Колесникова Т. Д., Симонова Г. Ф. Новый разрез средневалдайских отложений у с. Шенское.— В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973.

Колесникова Т. Д., Хомутова В. И. Новые данные к истории развития растительности эпохи валдайского оледенения на территории Вологодской области.— ДАН СССР. сер. геол., 1971, т. 196, № 2.

Миняев Н. А. История развития флоры северо-запада Европейской части РСФСР с конца плейстоцена: Докл. о работах, представленных к защите на соискание ученой степени доктора биологических наук. Л., 1966.

Москвитин А. И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976.

Мусаев И. Ф. Карты ареалов эдификаторных растений Турана.— В кн.: Ареалы растений флоры СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969, вып. 2.

Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Актуальные проблемы геохронологических исследований позднего плейстоцена Русской равнины.— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: Наука, 1971.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Спиридонова Е. А. Палинологическая характеристика межстадиальных отложений валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины и ее значение для стратиграфии и палеогеографии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1970.

Спиридонова Е. А. Морфологическая изменчивость пыльцы сосны — важный критерий для восстановления ландшафтов прошлого.— В кн.: Проблемы охраны окружающей среды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979.

Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Фаустова М. А., Данилова-Макарычева И. А., Гузман А. А. Проблема возраста максимальной стадии валдайского оледенения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6.

Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Фаустова М. А., Данилова-Макарычева И. А., Гузман А. А. Проблемы палеогеографии и стратиграфии отложений валдайского оледенения северо-запада Русской равнины.— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: Наука, 1971б.

Чеботарева Н. С., Макарычева И. А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974.

Юрцев Б. А. Степные сообщества Чукотской тундры и плейстоценовая «тундростепь».— Ботан. журн., 1974, т. 59, № 4.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.79

Б. И. ГУСЛИЦЕР, К. И. ИСАЙЧЕВ

ВОЗРАСТ РОГОВСКОЙ СВИТЫ[1] ТИМАНО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ КОПЫТНЫХ ЛЕММИНГОВ

Для новейших отложений Тимано-Уральской области в последние два десятилетия разработан ряд местных стратиграфичеоких схем, которые не сопоставлялись или условно сопоставлялись друг с другом и с Единой стратиграфичеокой шкалой. Наибольшее признание и применение получила схема, разработанная воркутинскими геологами Б. Л. Афанасьевым, К. К. Воллосовичем, В. И. Белкиным, В. С. Зархидзе и И. Н. Семеновым. По последнему ее варианту в составе позднекайнозойской толщи Большеземельской тундры были выделены снизу вверх просундуйская, полярно-бугринская, войская, нерцетская, роговская, вашуткинская и мореюская свиты.

В оценке возраста названных свит выявились существенные разногласия. Ранее представлявшийся бесспорным четвертичный возраст основной части толщи новейших отложений группой геологов был поставлен под сомнение. Так, отложения роговской свиты, сложенные в Тимано-Уральской области южнее полярного круга двумя верхними горизонтами валунных суглинков и разделяющей их толщей водно-аккумулятивного происхождения, прежде считавшиеся осадками днепровского и московского покровных оледенений и одинцовского межледниковья, стали датировать неогеном [Афанасьев, Белкин, 1965; Белкин, Зархидзе, Семенов, 1966; Крапивнер, 1967].

Наметилась и противоположная тенденция. На основании данных радиоуглеродных анализов В. Л. Яхимович [1971] определила возраст верхней морены и межморенных отложений на широтном отрезке Нижней Печоры второй половиной позднего плейстоцена.

Третья группа исследователей [Воллосович, 1969; и др.] сохранила традиционные представления о четвертичном возрасте основной части разреза позднекайнозойской толщи и датировала оба горизонта валунных суглинков роговской свиты средним плейстоценом.

Наконец, часть геологов вообще отказалась от попыток оценить возраст молодых отложений, ограничив свои задачи выделением и характеристикой свит и горизонтов, выявлением последовательности их залегания [Загорская и др., 1969].

Обилие нередко взаимоисключающих стратиграфических схем для позднекайнозойских отложений, значительные расхождения, неопределенность и субъективность в оценках возраста свит и горизонтов объяснялись рядом причин: отсутствием должной координации в исследованиях геологов различных организаций, недостатком палеонтологических материалов, особенно остатков млекопитающих, неясностью ряда вопросов истории развития на Европейском Севере флоры и фауны, ограниченностью применения методов определения абсолютного возраста. Относительно широко использовавшиеся для стратиграфическо-

---

[1] Так называемая роговская свита по сути не является свитой, так как она разнородна по строению и слагающие ее моренные горизонты и межморенная толща были сформированы в совершенно различных физико-географических условиях.

Рис. 1. Местонахождение остатков плейстоценовых млекопитающих

1 — захоронения грызунов среднего плейстоцена;
2 — захоронения грызунов позднего плейстоцена;
3 — места находок зубов трогонтериевого слона и близкого к нему вида;
4 — скопления костей крупных позднеплейстоценовых млекопитающих;
I — группа местонахождений у с. Кипиево,
II — группа пещерных местонахождений

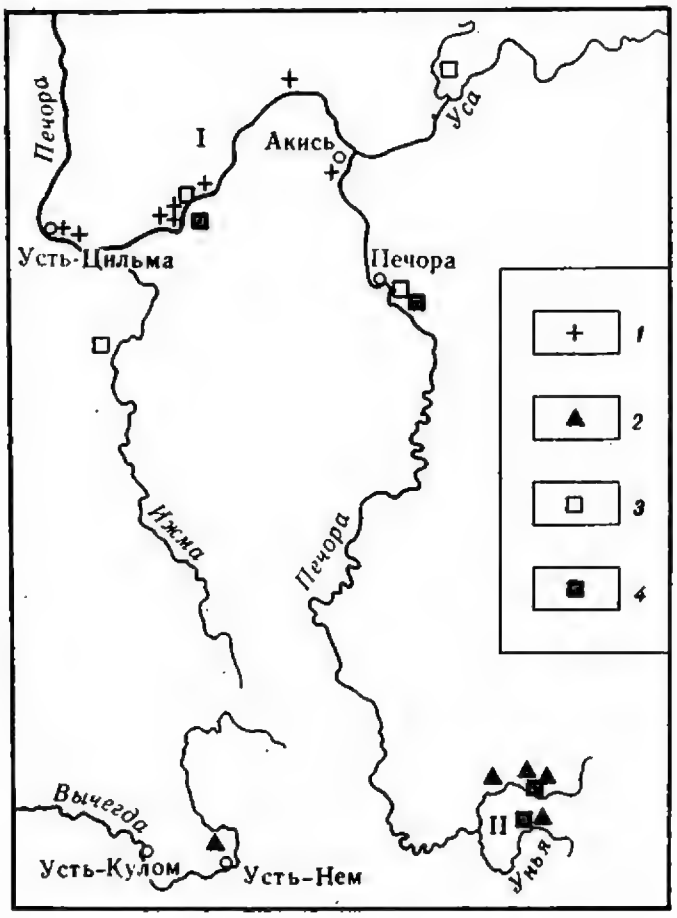


Рис. 2. Морфотипы зубов Dicrostonyx

Местонахождение	Количество материала	M_1				M^1				M^2				M^3			
		I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
		количество зубов каждого морфотипа в %															
Пещера Медвежья	144	10	38	42	10		14,7	41,2	44,1			42,1	57,9	19,6	45,9	26,8	7,3
Пещера Студеная	106	3	18,2	66,7	12,1	7,4	18,5	44,4	29,6		11,5	53,8	34,6	25	55	20	
Стоянка Бетово	132	8,2	14,3	71,4	6,1	8,3	16,7	38,9	36,1	6,9	6,9	37,9	48,3	22,2	16,7	61,1	
Пещера Унойнская	29	16,7	25	58,3		12,5	25	37,5	25			40	60	50	25	25	
Кипиево (надморенный горизонт)	142	19	26,2	50	4,8	27,7	19,2	38,3	14,8	14,3	25,7	34,3	25,7	44,4	38,9	16,7	
Кипиево (подморенный горизонт)	115	25	36,1	38,9		80,6	13,9	5,5		65,2	13	21,7		50	30	20	
Чулей	37	27,3	36,4	27,3	9	84,6	7,7	7,7		71,4	14,3	14,3		50	33,3	16,7	
Акись	95	23,3	33,3	40,0	3,3	100				95	5			55,6	33,3	11,1	
Лихвин	121	45	32,5	22,5		100				100				72,7	21,2	6	

го расчленения позднекайнозойских осадков остатки флоры (споры и пыльца, семена, диатомовые водоросли) и фауны (моллюски, фораминиферы, остракоды) в силу эволюционной консервативности видов оказались малопригодными для прямой датировки молодых отложений. Единственная группа представителей органического мира, виды которой претерпели в позднем кайнозое существенные эволюционные изменения,— класс млекопитающих. Их остатки имеют для определения геологического возраста вмещающих пород и создания надежной стратиграфической схемы особую ценность.

На севере Европейской части СССР находки костей крупных плейстоценовых млекопитающих довольно многочисленны [Смирнов, 1937; Чернов, 1953]. В подавляющем большинстве случаев костные остатки обнаруживались на бечевниках и в руслах рек и принадлежали представителям позднепалеолитического мамонтового комплекса (в основном мамонт позднего типа, шерстистый носорог). Значительные скопления костей крупных позднеплейстоценовых млекопитающих были найдены в первичном залегании в пещерах Печорского Урала [Гуслицер, Канивец, 1965а; Кузьмина, 1971], в культурном слое позднепалеоли-

тической стоянки Бызовая на Средней Печоре [Гуслицер, Канивец, 1965б] и в береговом обнажении у с. Кипиево на Нижней Печоре (рис. 1).

Пока известно лишь два местонахождения остатков крупных млекопитающих древнее позднего плейстоцена:

1. Два зуба Mammutus cf. trogonterii, обнаруженные В. С. Зархидзе на правом притоке р. Уса (р. Макариха). Кости залегали в цоколе 10-метровой террасы в прослое гравийно-песчано-галечного материала, под нижнероговскими суглино-супесями. Эта находка послужила основанием для изменения представления о неогеновом возрасте роговской свиты и отнесения ее к среднему плейстоцену [Зархидзе, Семенов, 1972; Белкин, 1971].

2. Зуб, по строению занимающий промежуточное положение между зубами мамонта раннего типа и трогонтериевого слона, подобранный на бечевнике р. Большая Леса, впадающей слева в р. Ижма.

Достоверные сведения о находках костей более древних млекопитающих кайнозоя на рассматриваемой территории неизвестны.

Несмотря на принципиальную возможность использования ископаемых остатков крупных млекопитающих для стратиграфического расчленения кайнозоя, в конкретных условиях севера Европейской части СССР ее реализовать сложно из-за редких находок в первичном залегании. Значительно более перспективны мелкие млекопитающие, особенно грызуны, скопления костей которых можно обнаружить в определенных типах континентальных отложений почти повсеместно. Филогенез этих животных проходил быстрее, чем у крупных млекопитающих [Верещагин, Громов, 1974] в связи с быстрым темпом размножения и частой сменой поколений. Особенно четко прослеживаются эволюционные изменения в строении рисунка жевательной поверхности коренных зубов у представителей рода Dicrostonyx [Агаджанян, 1972, 1973] — чрезвычайно распространенных зверьков палеоландшафтов плейстоцена севера Европы и Азии.

По степени сложности строения рисунка жевательной поверхности для коренных зубов каждого порядка копытного лемминга А. К. Агаджаняном [1972, 1973], а затем в несколько измененном варианте К. И. Исайчевым [1975] выделены три-четыре морфотипа. Зубы I (архаичного) морфотипа преобладают у среднеплейстоценовых леммингов, III — у позднеплейстоценовых и IV — у современных. Морфотип II является переходным (рис. 2). В большинстве временны́х популяций отмечается наличие зубов прогрессивных, промежуточных и архаичных морфотипов. Количественное соотношение их в одновозрастных местонахождениях, даже расположенных далеко друг от друга, приблизительно постоянно. Так, по данным А. К. Агаджаняна [1973], зубы раннеднепровских копытных леммингов из Лихвинского (Тульская обл.) и Череменинского (Ярославская обл.) разрезов тождественны по своему строению. То же можно сказать о местонахождениях позднего плейстоцена (рис. 3). С другой стороны, в разновозрастных местонахождениях количественное соотношение морфотипов зубов одного порядка сильно отличается. В более молодых популяциях наблюдается неуклонное возрастание процентного содержания зубов прогрессивных по строению типов и сокращение до полного исчезновения архаичных. Наиболее существенные эволюционные изменения в сторону усложнения строения претерпели коренные зубы M^1, M^2, M^3 и M_1.

Сказанное с учетом чрезвычайно широкого ареала копытного лемминга в эпохи похолоданий плейстоцена позволяет успешно использовать остатки этих зверьков не только для прямого датирования вмещающих отложений тех или иных районов и создания местных стратиграфических схем, но и для межрегиональных корреляций, открывает реальную перспективу создания в короткий срок надежной схемы страти-

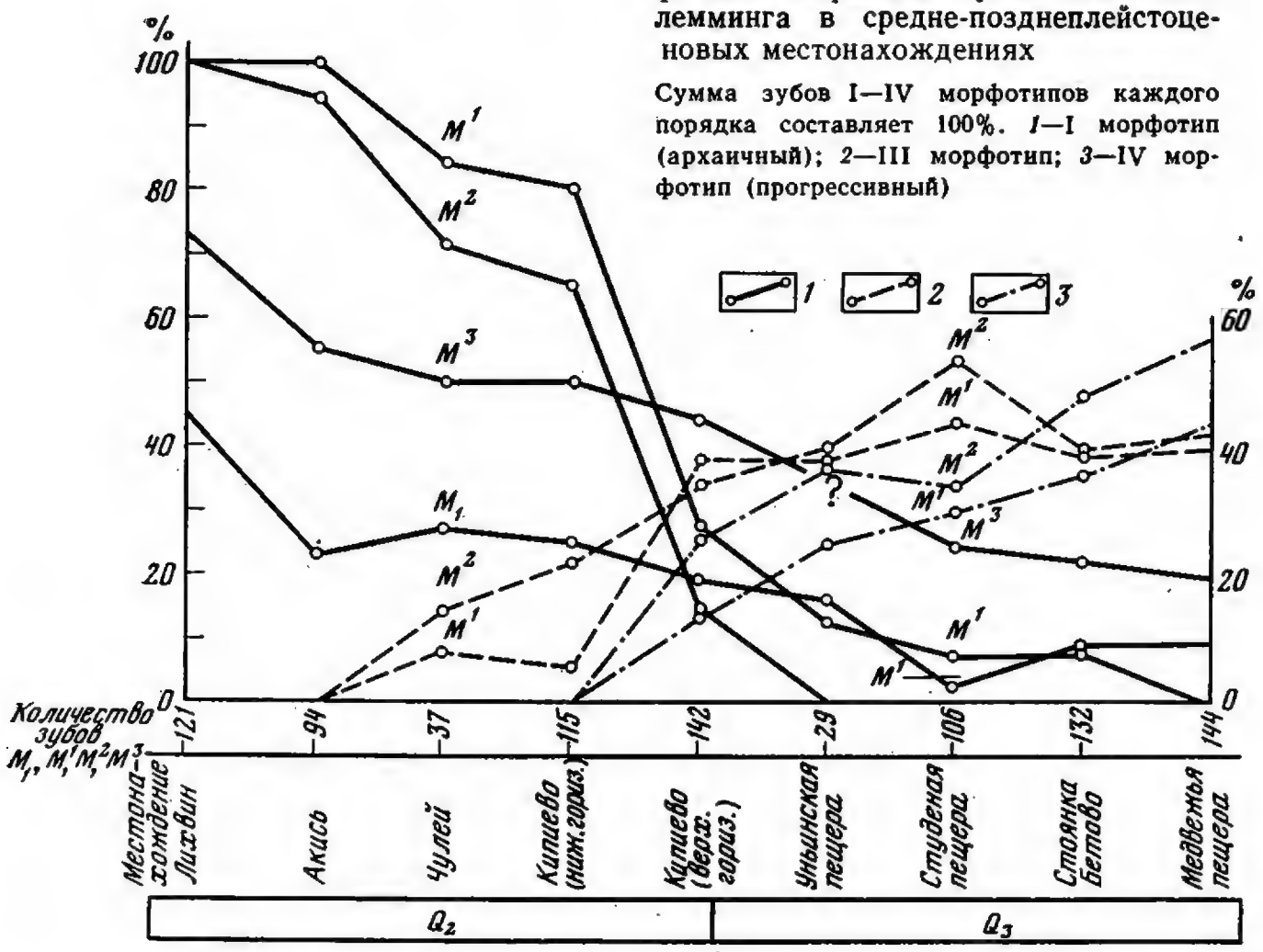


Рис. 3. Процентное соотношение морфотипов коренных зубов копытного лемминга в средне-позднеплейстоценовых местонахождениях

Сумма зубов I—IV морфотипов каждого порядка составляет 100%. *1*—I морфотип (архаичный); *2*—III морфотип; *3*—IV морфотип (прогрессивный)

графии позднего кайнозоя для северо-востока Европы и увязки этой схемы с Единой стратиграфической шкалой.

Лаборатория геоморфологии и четвертичной геологии Коми филиала АН СССР в последние годы проводила систематические поиски местонахождений мелких млекопитающих. Эти работы велись под руководством Б. И. Гуслицера с помощью сконструированных им промывочных устройств. К настоящему времени в береговых обнажениях Печоры и Вычегды, а также в пещерах южной части Печорского Урала нами найден ряд местонахождений остатков плейстоценовых грызунов (см. рис. 1), причем в нескольких пунктах собран костный материал, достаточный для установления геологического возраста вмещающих толщ. Были, в частности, обнаружены ранее не известные здесь [Агаджанян, 1973] позднеднепровский, раннемосковский, позднемосковский комплексы копытных леммингов и тем самым восполнены недостающие звенья в эволюционном ряду этих животных.

Наиболее древнее на территории севера Европейской части СССР захоронение остатков мелких млекопитающих открыто в 1974 г. в обнажении, расположенном на левом берегу средней Печоры, непосредственно выше д. Акись Усинского района Коми АССР. Это обнажение длиной около 3 км и высотой до 46 м имеет на всем протяжении сходное строение. Оно в основном сложено двумя горизонтами моренных отложений роговской свиты и залегающей между ними толщей песков с галечником в основании.

Расчисткой в 270 м выше деревни были вскрыты следующие горизонты и слои (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Супесь желтовато-палевая, неслоистая	1,5
2. Морена вверху коричнево-серая, ниже серая, оскольчатая, плотная, неслоистая, с мелкими валунами и галькой. В основании толщи прослеживаются «линзы» — отторженцы песков. Нижний контакт экзарационный, резкий, ожелезненный	12,0

	Мощность, м
3. Пески мелкозернистые, коричневые, неслоистые, перетертые ледником, с включениями неровных «линз» серой супеси и белесого песка . .	0,4
4. Толща тонко- и мелкозернистых косо-, косо-волнисто- и горизонтальнослоистых белесых, серых и желтоватых песков, реже супесей с тонким слоем глинистых окатышей	5,3
5. Пески среднезернистые, серые, с полого падающими слоями. Наблюдаются прослои крупных окатышей глин с грубопесчано-гравийным заполнителем	1,2
6. Пески среднезернистые горизонтально- и косослоистые. Чередуются белесые и коричневые слойки	7,0
7. Песок грубый, с гравием, глинистыми окатышами и обломками каменного угля, косослоистый	0,3
8. Толща, состоящая из чередующихся пачек песка среднезернистого, глинистого, полого-волнистослоистого (0,4 м), крупнозернистого диагональнослоистого (0,75 м), среднезернистого, белесого полого-наклоннослоистого с прослоями угольной крошки (0,75 м)	1,9
9. Пески средне- и крупнозернистые, светло-серые и серые, состоящие из косослоистых серий мощностью от 10 до 95 см, нередко срезанных в верхней части пачками горизонтально- или пологонаклоннослоистых песков мощностью до 40 см. Косые слои вогнуты, суживаются, сближаются и выполаживаются книзу. В большинстве серий слои круто падают на север, но в отдельных сериях падение в обратном направлении. Пески в косослоистых сериях содержат угольную крошку, окатыши глин (вероятно, ленточных) и редкие зерна гравия, а также кости рыб и мелких млекопитающих — грызунов	1,2
10. Песок среднезернистый, серый, косослоистый, в основании с окатышами глин	1,2
11. Песок среднезернистый, местами ожелезненный, полого-наклоннослоистый, ниже переходящий в песок мелкозернистый светло-серый и белесый	2,0
12. Галечник с валунами и гравийным заполнителем. Доминирует обломочный материал осадочных пород. Окатанность различная — от средней до нулевой	0,1—0,2
13. Морена нижняя (до уреза межени Печоры)	10,5

В 330 м выше по течению от описанной расчистки обнажена нижняя часть склона берегового обрыва, где над толщей нижней морены и перекрывающих ее галечника и горизонтальнослоистых песков залегает двухметровая пачка слоев, аналогичная по текстурным особенностям и составу горизонту 9. Здесь в линзах косослоистых песков, обогащенных угольной крошкой и окатышами глин, также обнаружено скопление остатков рыб и грызунов — леммингов. Кости содержатся и в лежащем на нижней морене галечнике.

Межморенная, преимущественно песчаная толща обнажения у д. Акись сформировалась в перигляциальных условиях. На это указывают как видовой состав содержащихся в породе костей мелких млекопитающих, типичный для тундровой зоны, так и характерные для приледниковых отложений печорской низменности многочисленные прослои обломков каменного угля и окатышей ленточных глин.

В рассматриваемом обнажении собственно межледниковые отложения пока не обнаружены. Они прослежены и изучены Б. И. Гуслицером, а ранее — Э. И. Лосевой [Лосева, Дурягина, 1973] и другими исследователями в береговом обрыве Печоры в 30 км выше д. Акись, в 6 км севернее д. Родионово. Оба эти обнажения в общем аналогичны по своему строению. И там и здесь между двумя горизонтами морен залегает толща песков с горизонтальной, косой и косоволнистой, иногда перекрестной слоистостями, с прослоями, обогащенными обломками каменного угля и окатышами ленточных глин.

Нижняя морена у д. д. Акись и Родионово имеет сходный облик. В ней доминируют преимущественно небольшие по размерам валуны осадочных пород различной степени окатанности — алевролиты, песчаники, серые и темно-серые известняки и доломиты, кремни. Ориентировка длинных осей валунов в обоих обнажениях почти совпадает. Средний азимут серии замеров в Акиси 8°, в Родионово — 2°.

В верхней морене обоих обнажений, как и в нижней, преобладают некрупные валуны осадочных пород. Однако степень окатанности их в верхнем горизонте валунных суглинков в целом несколько выше, чем в нижней морене, чаще встречаются обломки белых и светло-серых известняков, нередки валунчики эффузивов и розовых гранитов. Валуны в этом горизонте ориентированы длинными осями (по составляющим замеров) в Акиси в направлении аз. 52°, в Родионово — аз. 70°.

Сходство геологического строения рассмотренных береговых обнажений позволяет считать, что слагающие их осадки как в Акиси, так и в Родионово представляют одну и ту же часть разреза позднекайнозойской толщи.

В верхней по течению части Родионовского обнажения в межморенную песчаную толщу вложена линза плотного торфа и глинистых алевритов общей мощностью 8 м. В северном окончании линзы торф и контактирующие с ним пески сильно перемяты динамическим воздействием на них ледника, отложившего перекрывающую торфяник верхнюю морену.

По заключению В. С. Дворецкой, среди содержащихся в торфе палинологических остатков доминирует пыльца древесных пород (от 50 до 95%), среди которой преобладает пыльца березы (до 64%) и ели (до 38%). Встречены единичные пыльцевые зерна лещины и вяза. Г. Н. Бердовская, также проводившая палинологический анализ этого торфяника, отмечает значительно большее содержание пыльцы широколиственных пород (до 5%). Постоянно присутствует пыльца лещины, спорадически — вяза и дуба.

Состав спорово-пыльцевых спектров толщи торфяника, в частности присутствие пыльцы широколиственной древесной растительности, свидетельствует о межледниковых, более теплых по сравнению с современными условиях времени осадконакопления.

Отложения, слагающие обнажения у д. д. Родионово и Акись, различными исследователями датировались по-разному, причем диапазон расхождений в возрастных оценках был значительным — от неогена до позднего плейстоцена [Лосева, Дурягина, 1973].

Результаты изучения фауны грызунов из межморенных песков и галечников Акиси позволяют датировать основные горизонты, слагающие оба обнажения, надежно и однозначно.

В основании межморенной толщи обнажения у д. Акись нами было собрано около 3500 костей леммингов и рыб. Кости не несут заметных следов окатанности.

Е. К. Сычевской определена чешуя Cyprinidae (карповые). Остальные остатки рыб лишены специфических элементов, по которым можно было бы провести определение.

По коренным зубам установлен следующий видовой состав мелких млекопитающих: Dicrostonyx ex gr. simplicior Feifar — 155 экз.; Lemmus cf. sibiricus — 45 экз.; Microtus sp.— 1 экз. Коренные зубы копытного лемминга из Акиси (рис. 4) по своему строению близки зубам этого животного из раннеднепровского комплекса Лихвинского разреза [2] и из местонахождения у с. Кипиево (Нижняя Печора) в отложениях под верхней мореной. Как в Лихвинском разрезе, так и в Акиси зубы M^1 представлены исключительно архаичными формами (см. рис. 2). Вместе с тем отмечается сокращение содержания M^2 архаичных типов со 100% в лихвинском комплексе до 95% в местонахождении Акись, M^3 — с 79 до 55%, M_1 — с 45 до 23%. Это дает основание полагать, что ископаемая фауна Акиси несколько моложе лихвинской.

[2] Авторы признательны А. К. Агаджаняну за предоставленную возможность изучить материалы по копытному леммингу из Лихвинского местонахождения.

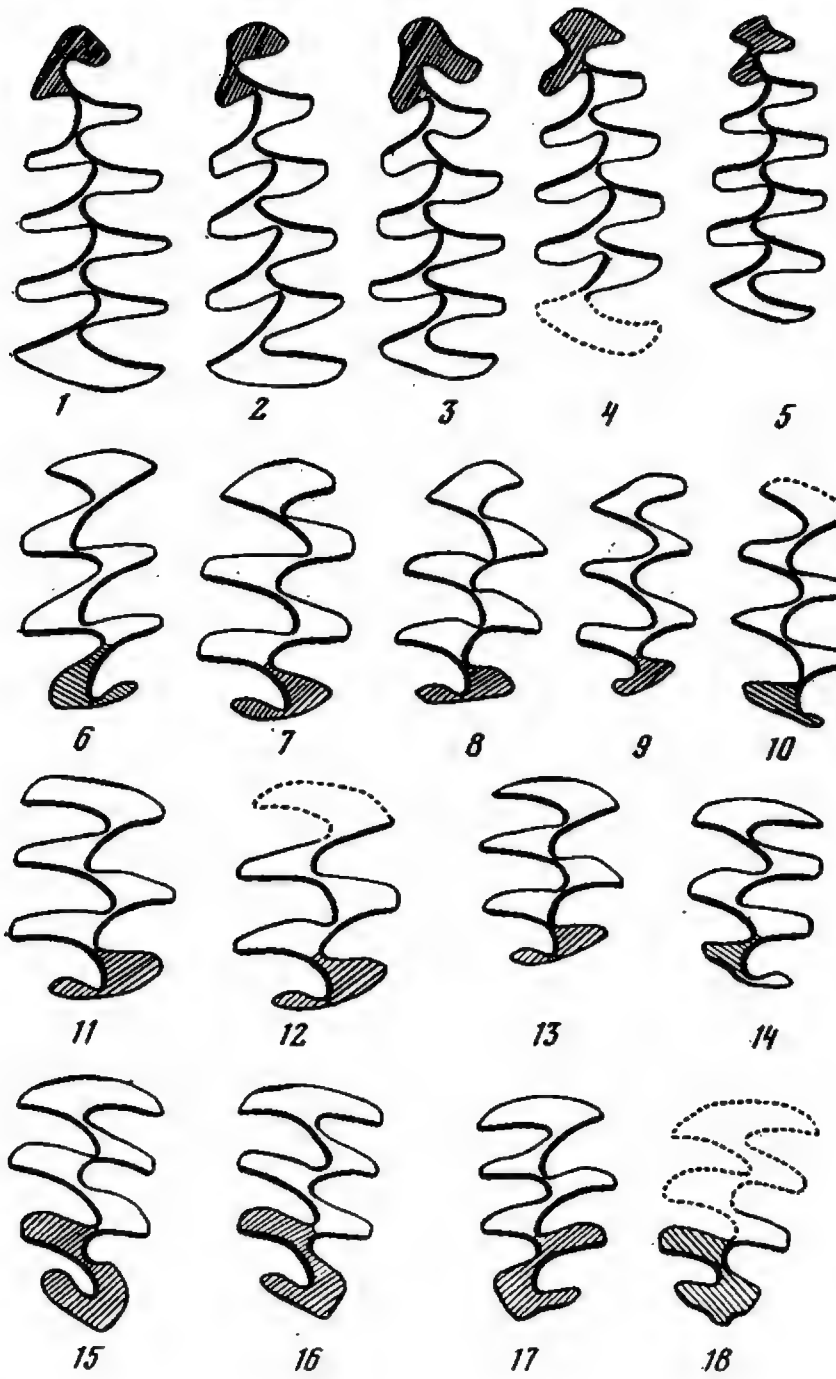


Рис. 4. Коренные зубы Dicrostonyx ex gr. simplicior Feifar из местонахождения Акись

1—5 — M_1;
6—10 — M^1;
11—14 — M^2;
15—18 — M^3

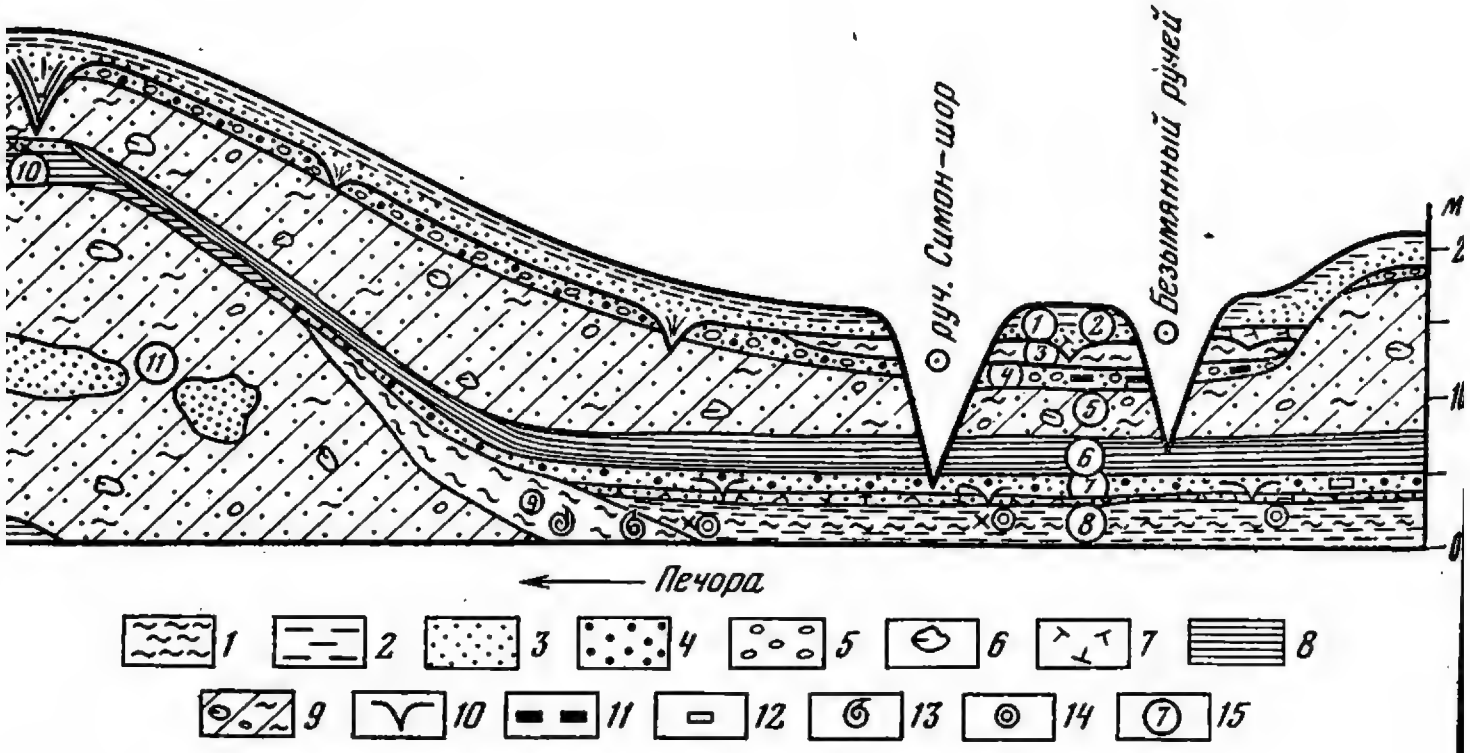


Рис. 5. Схематический разрез обнажения Кипиево

1 — глина;
2 — алеврит;
3 — песок;
4 — гравий;
5 — галька;
6 — валуны;
7 — торф;
8 — ленточные глины;
9 — морена;
10 — морозобойные клинья;
11 — кости крупных млекопитающих;
12 — кости грызунов;
13 — раковины унионид;
14 — ископаемая древесина;
15 — номера горизонтов

Предположение об одновозрастности местонахождений Лихвин и Акись следует исключить и по следующим соображениям. Фауна Лихвинского разреза в целом настоящая леминговая, представители которой обитали в перигляциальной зоне днепровского ледника [Агаджанян, 1973] непосредственно перед его вторжением в средние широты

Европейской части СССР. В это время Приполярье, где находится Акись (66° с. ш., 1500 км к СВ от г. Чекалин), вероятнее всего, уже было покрыто толщей льдов и животный мир здесь отсутствовал. Против допущения о раннеднепровском возрасте грызунов местонахождения Акись и вмещающей породы свидетельствует и положение костеносного горизонта в основании толщи межморенных осадков непосредственно над мореной, а не под ней.

Как будет показано ниже, копытные лемминги Акиси по эволюционному уровню строения коренных зубов занимают промежуточное положение между раннеднепровскими леммингами Лихвинского разреза и раннемосковскими леммингами обнажения Кипиево. Это, с учетом видового состава фауны Акиси, характерного для перигляциальных ландшафтно-климатических условий, позволяет датировать ее и вмещающую породу позднеднепровским, а не более поздним или более ранним временем.

Нижняя морена Акиси была сформирована в днепровское время незадолго до перекрывающего ее позднеднепровского галечника. На это указывает идентичность грубообломочного материала в обоих горизонтах, отсутствие между ними где-либо в изученных обнажениях северного отрезка Средней Печоры отложений межледникового типа.

Между основной частью разреза толщи межморенных песков и костеносным горизонтом нет никаких признаков перерыва в осадконакоплении или следов глубокого размыва. Нет сомнений, что не только костеносный горизонт, но и перекрывающие его пески были отложены в один этап осадконакопления — в позднеднепровское время.

Известно [Лавров, 1974], что позднеплейстоценовые покровные ледники в бассейн Средней Печоры не проникали. В связи с этим верхний моренный горизонт обнажений у д. д. Акись и Родионово (верхняя часть роговской свиты), залегающий выше по разрезу днепровской морены, может иметь только московский возраст. Следовательно, торфяник, располагающийся между этими моренами, у д. Родионово был сформирован в одинцовское время, вслед за накоплением толщи песков позднеднепровского возраста, в которую он вложен.

Значительную ценность для установления геологического возраста отложений роговской свиты представляет группа местонахождений костей грызунов на участке бассейна Нижней Печоры между сс. Кипиево и Брыкаланск Ижемского района. Два из этих захоронений залегают в среднероговских отложениях водно-аккумулятивного происхождения под верхней мореной, одно — непосредственно над верхней мореной.

В обнажении, вытянутом вдоль правого берега Печоры, в 2—7 км ниже с. Кипиево два разновозрастных местонахождения костных остатков обнаружены в одном разрезе. Представление об условиях залегания костеносных горизонтов дает приводимая схема строения разреза обнажения Кипиево (рис. 5). Его длина около 5 км, высота вниз по течению возрастает с 20 до 45 м. Сводный разрез состоит из четырех комплексов осадков, разделяемых на горизонты. Сверху вниз залегают:

	Мощность, м
I. *Надморенный комплекс*	
1. Алевриты пылеватые, белесо-палевые, пористые, неслоистые . . .	1,1
2. Алевриты и тонкие пески горизонтальнослоистые, с прослоем торфа	0,5
3. Темно-серая пористая порода, состоящая из очень небольших тонких плотных окатанных пластинок глины. Содержит обильные точечные включения вивианита. В основании — тонкие прослои супеси. Горизонт разбит морозобойными клиньями	1,9
4. Галечник крупный, с прослоями заохренного и оглеенного песка, содержащий остатки северного оленя (46 костей), лошади (17), мамонта (38), шерстистого носорога (1 — нижняя челюсть), нерпы (1 — лучевая кость) — определения Н. К. Верещагина и И. Е. Кузьминой. В основании галечника в тонком слое серого гравийного песка находилось богатое скопление костей мелких млекопитающих	0,4

	II. *Верхний комплекс ледниковых и приледниковых осадков*	
5.	Суглинок валунный, серый, средней плотности, неслоистый . . .	2,0—10,0
6.	Алевриты глинистые, серые, ленточнослоистые	2,0—4,0
	III. *Комплекс предледниковых и межледниковых отложений*	
7.	Горизонтально- и косослоистые грубозернистые пески и гравийные пески, местами с растительным детритом и окатышами глин. Толща разбита морозобойными клиньями, заполненными песком, гравием и торфом. В средней части горизонта в гравийных косослоистых песках с растительным детритом, окатышами глин и обломками каменного угля содержатся кости грызунов. Отмывка их проводилась в двух пунктах: в 0,2 и 0,4 км по р. Печора выше устья ручья Безымянный (в 0,9 и 1,1 км выше устья ручья Симон-шор)	1,4—1,8
8.	Пески серые, горизонтальнослоистые, с тонкими прослоями аллохтонного торфа, книзу переходящие в четко горизонтальнослоистые серые алевриты с прослоями серых глин. Местами в породе содержатся ветки и обломки стволов ископаемых деревьев. Выше ручья Симон-шор подошва горизонта находится ниже уреза воды Печоры. Ниже этого ручья подошва алевритов полого поднимается из-под воды, согласно налегая на «шоколадные глины», далее горизонт выклинивается . .	Более 0,5
9.	Глина коричнево-серая, в зоне поверхностного выветривания шоколадного цвета, имеет ленточноподобную слоистость. Содержит очень непрочные толстостенные раковины пресноводных унионид	До 6,0
	IV. *Нижний комплекс приледниковых и ледниковых осадков*	
10.	Глины алевритовые, ленточнослоистые, прослеженные на высоте 24—29 м над рекой в нижней по течению части обнажения	4,0
11.	Суглинок валунный (морена), плотный, серый, неслоистый, с массой отторженцев нелитифицированных пород, с ярко выраженными текстурами смятий и сколов. Кровля, в нижнем участке обнажения располагающаяся горизонтально на высоте 25 м над Печорой, вверх по течению понижается и уходит под урез реки	Более 25

Возраст названных комплексов и горизонтов определяется по-разному. Р. Б. Крапивнер [1967] на основании находок в шоколадных глинах (гор. 9) в первичном залегании моллюсков Unio tertius V. Bog., U. cf. hybrida V. Bog. (определение У. Н. Мадерни) относит этот горизонт и верхний горизонт валунных суглинков к позднему неогену. Определение абсолютного возраста образцов древесины и торфа, взятых из межморенных отложений (верхняя часть гор. 8), дали даты 28 580± ±500 (БашГИ-16) и 24 975±165 (БашГИ-17) лет назад, на основании которых В. Л. Яхимович [1971] датировала вмещающую породу молого-шекснинским, а лежащий выше горизонт валунных суглинков — осташковским временем.

Переход от шоколадных глин к лежащим на них серым алевритам (гор. 8) постепенный, без видимых следов размыва или перерыва осадконакопления. Породы обоих горизонтов отлагались в озерном водоеме при климате межледниковья. Спорово-пыльцевые спектры этих горизонтов имеют сходные черты. Как в толще шоколадных глин (аналитик Л. С. Тюрина), так и в серых глино-алевритах (аналитик В. С. Дворецкая) доминирует пыльца древесной растительности (до 93%) с преобладанием пыльцы ели, значительным содержанием пыльцы сосны и березы, присутствием пыльцы ольхи, пихты. В шоколадных глинах встречаются, кроме того, пыльца лещины и единичные пыльцевые зерна широколиственных, свидетельствующие о формировании отложений в период климатического оптимума межледниковья. О более теплом климате, чем современный, говорит и наличие в шоколадных глинах крупных толстостенных раковин пресноводных моллюсков Unio ex gr. tumidus Philips (заключение А. Л. Чепалыги). Лежащий выше горизонт 7 также формировался при достаточно умеренном климате. На это, кроме палинологических данных, указывают обнаруженные в составе карпологических остатков орешки Ajuga reptans L. (определение Т. Д. Колесниковой), характерного растения дубравной флоры, северная граница ареала распространения которого (единичные находки)

ные располагается в 400 км к югу от с. Кипиево, а также залегающие в толще серых алевритов стволы ели с «огромным приростом годичных колец, свидетельствующим о благоприятных условиях обитания» (заключение Н. В. Ловелиуса). Комплекс приведенных данных дает основание считать, что оба горизонта представляют единую толщу, сформированную в один этап осадконакопления.

Перекрывающий серые глино-алевриты и тонкие пески горизонт гравийных песков с окатышами глин, обломками каменного угля, растительным детритом и костями грызунов (гор. 7) представляет, вероятнее всего, прибрежную фацию аллювиально-озерных осадков, сформированных в неустойчивой гидродинамической среде в условиях обмеления озерного водоема и похолодания климата. На последнее указывают рассекающие породу многочисленные морозобойные клинья и сокращение (до 41%) пыльцы древесных растений в составе спорово-пыльцевого спектра (аналитик В. С. Дворецкая). В спектре пыльца ели составляет 44,8%, березы — 37,3%, сосны — 11,3%, ивы — 2,8%, пихты и ольхи — по 1,9%. Недревесная пыльца (51%) на 88,7% представлена пыльцой злаков. Доля спор составляет 8%.

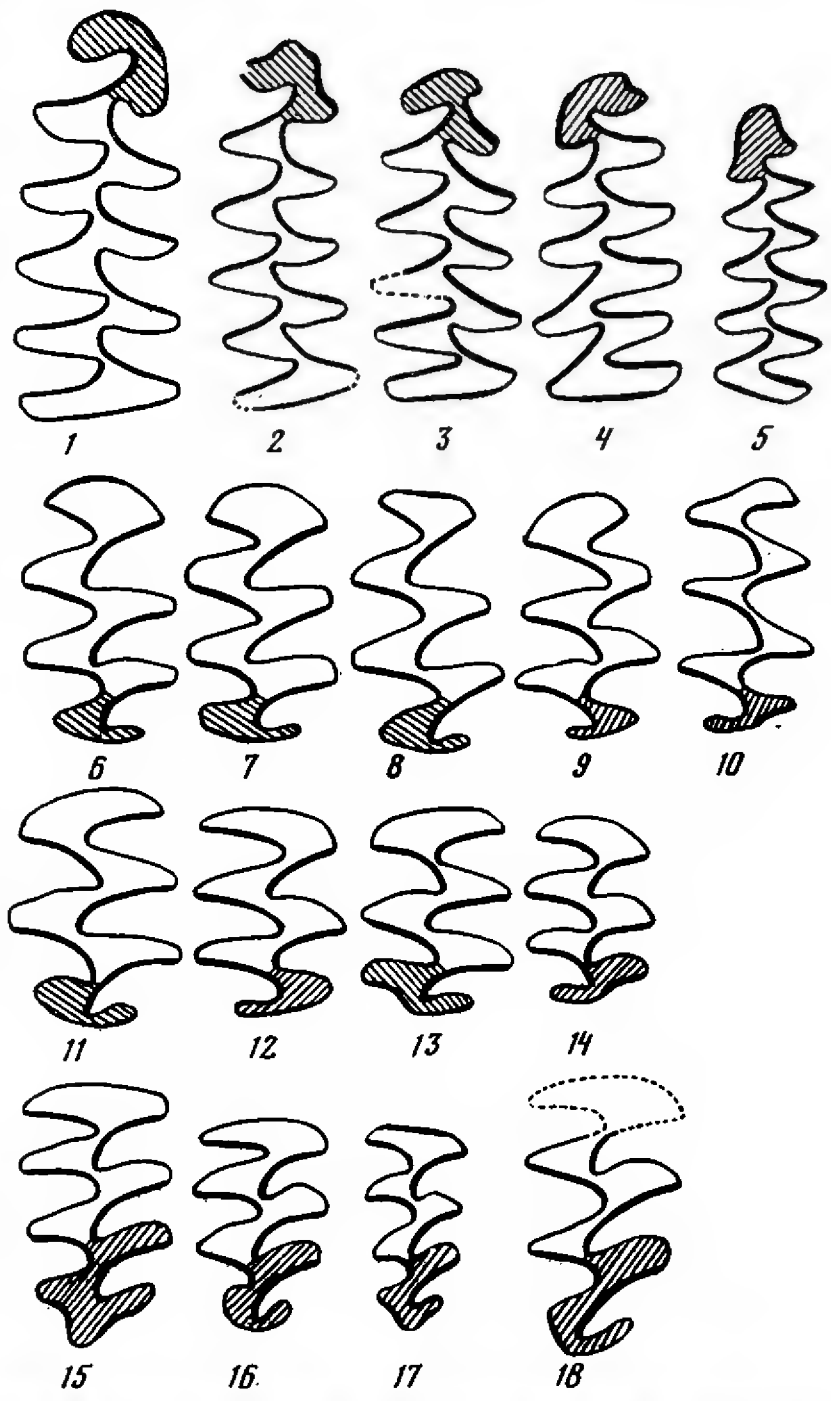


Рис. 6. Коренные зубы Dicrostonyx ex gr. simplicior из местонахождения Кипиево (подморенный горизонт)

1—5 — M_1; *6—10* — M^1; *11—14* — M^2; *15—18* — M^3

Следует заметить, что приведенный состав палинологических остатков дает несколько искаженное представление об истинном составе флоры, так как значительная часть пыльцы, в частности древесных пород, несомненно, является переотложенной из подстилающей толщи межледниковых осадков. О весьма суровом климате времени формирования гор. 7 говорят рассекающие породу морозобойные клинья и видовой состав собранных костей грызунов.

А. К. Агаджанян и К. И. Исайчев, изучившие костные остатки, установили, что коренные зубы принадлежали леммингам: копытному (Dicrostonyx ex gr. simplicior Feifar) — 178 экз. и обскому (Lemmus cf. sibiricus Kerr) — 41 экз., типичным обитателям тундры и лесотундры, и только два зуба (менее 1%) — полевкам Microtus sp.

По заключению А. К. Агаджаняна, приведенный список более всего напоминает фауну из подморенных песков Лихвинского разреза и еще более из подморенных песков Черменинского разреза (Верхняя Волга). Характерные черты данной фауны следующие: бедность видового

состава, подавляющее преобладание леммингов, малое количество серого лемминга по сравнению с копытным. Все эти черты отличают лемминговые фауны европейской части Палеарктики в эпоху оледенений среднего плейстоцена. Значительная серия зубов, собранная у с. Кипиево, и современная изученность среднеплейстоценовых фаун позволяют более точно установить возраст собранного материала. При сравнении коренных зубов среднеплейстоценового копытного лемминга из местонахождения у с. Кипиево (рис. 6) и материалов из отложений разрезов Лихвин и Черменино нетрудно видеть, что в целом они имеют тождественное строение. Однако количество верхних коренных зубов с прямой или выгнутой во внутрь задней стенкой последнего кона в сборах у с. Кипиево довольно велико, рис. 6 (*6—14*). Это говорит о более высоком уровне эволюционного развития копытного лемминга из данного захоронения по сравнению с леммингами из Черменино и Лихвин. Этот вывод заставляет относить фауну Кипиево к эпохе оледенения второй половины среднего плейстоцена (московская стадия?). С полной достоверностью можно утверждать, что фауна Кипиево моложе раннеднепровских лемминговых фаун и значительно старше верхнеплейстоценовых фаун валдайского оледенения. Более точное определение возраста фауны пока невозможно, так как фауны грызунов второй половины среднего плейстоцена изучены очень плохо. Неизвестны лемминговые фауны позднеднепровского, раннемосковского и позднемосковского времени, к одной из которых, несомненно, относится фауна Кипиево.

Это заключение было дано до обнаружения костеносного горизонта у д. Акись. Сравнение процентного содержания архаичных и прогрессивных по строению морфотипов коренных зубов копытного лемминга показывает, что фауна из нижнего костеносного горизонта обнажения Кипиево по эволюционному уровню моложе позднеднепровских леммингов из обнажения у д. Акись. Если в Акиси зубы M^1 полностью, а M^2 на 95% представлены архаичным морфотипом, то в Кипиево содержание зубов этого типа сокращается соответственно до 80 и 65% за счет появления и увеличения доли зубов более сложного, прогрессивного строения (см. рис. 2, 3).

Уточнить возраст нижнего костеносного горизонта обнажения Кипиево позволяет положение костных остатков над межледниковыми озерными осадками и под верхней мореной и ленточными глинами. Ясно, что накопление костей происходило в конце межледниковья — начале ледниковья. Это дает основание отвергнуть предположение о позднеднепровском и позднемосковском возрасте фауны. В периоды развития днепровского и московского оледенений Печорская низменность находилась подо льдом. Таким образом, возраст горизонта, содержащего кости леммингов, можно уверенно датировать раннемосковским, а лежащие ниже озерные серые глино-алевриты и шоколадные глины — одинцовским временем. В связи со сказанным представляется, что раковины унионид, собранные в шоколадных глинах, имеют более молодой возраст, чем предполагалось ранее. С другой стороны, упомянутые выше радиоуглеродные даты образцов, как будто свидетельствующие о молого-шекснинском возрасте вмещающей толщи серых алевритов (гор. 7), несомненно, омоложены, так как проанализированные торф и древесина залегали в условиях возможного загрязнения молодым углеродом.

Отсутствие на всем протяжении обнажения Кипиево между костеносным горизонтом (гор. 7) и перекрывающими его ленточными глинами базального галечно-валунного слоя, который должен был бы образоваться в случае глубокого размыва московской морены, дает основание датировать верхний горизонт валунных суглинков московским, а не более поздним временем.

Под верхней мореной широтного отрезка Нижней Печоры было обнаружено еще одно захоронение костей мелких млекопитающих. Это местонахождение находится на правом берегу р. Чулей, в 15 км от ее устья, в обнажении, имеющем наименование «Мамонтово щелье». Устье р. Чулей находится в 14 км ниже по Печоре от с. Кипиево. Высота обнажения 19 м, протяженность незадернованного участка около 40 м. Разрез толщи, слагающей береговой обрыв, имеет следующее строение (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглино-супесь пористая, неслоистая, в основании с включениями гравия и гальки. Заходит в лежащий ниже горизонт «карманами»	2,0
2. Пески горизонтально- и пологонаклоннослоистые средне-крупнозернистые с тонкими прослоями гравия. Под ними пески косослоистые, образующие серии мощностью до 30—40 см. Ниже — чередование серий горизонтальнослоистых мелкозернистых и косослоистых грубозернистых песков	4,0
3. Чередование пачек горизонтально-и косослоистых, преимущественно мелкозернистых песков. Наблюдаются прослои, обогащенные детритом каменного угля. Встречены неопределимые обломки тонкостенных раковин моллюсков	2,5
4. Пески тонкозернистые, алевритистые, волнистослоистые	0,45
5. Морена, представленная очень плотной неслоистой супесью, содержащей валуны преимущественно осадочных пород (известняки, песчаники, кремни), уплощенные грани которых нередко покрыты параллельной ледниковой штриховкой	1,2
Между мореной и лежащими ниже песками располагаются линзы глин и перетертых ледником неслоистых несортированных песков.	
6. Пески средне-крупнозернистые, косослоистые. Вверху круто падающие слои срезаны по горизонтали толщей морены. Ниже залегает толща перемежающихся пачек горизонтальнослоистых и косослоистых песков с прослоями гравия	2,0
7. Супеси серые и коричневые, параллельно пологонаклоннослоистые, с тонкими прослоями песка, а в основании горизонта — гравия	1,0
8. Пачка горизонтально- и косослоистых серых, омарганцованных и ожелезненных песков и мелкого гравия, местами рассеченная псевдоморфозами по морозобойным клиньям и трещинам.	
В сериях косослоистых песков с гравием встречаются также детрит каменного угля, окатыши глин, обломки раковин пелеципод. Отсюда же собраны кости грызунов и более редкие неопределимые обломки костей крупных млекопитающих.	
В основании горизонт сложен косослоистым гравием с мелкой галькой	0,6—0,8
9. Чередование горизонтальнослоистых песков (0,8 м), алевритов (0,15 м), неслоистых и косослоистых песков с окатышами глин (0,9 м), волнистослоистых песков (0,4 м)	2,25
10. Галечник крупный, слабоокатанный, с горизонтальными прослоями песка грубого и гравия. Состав гальки, сложенной исключительно осадочными породами (известняки, песчаники, алевролиты, кремни), характерен для второй сверху (днепровской) морены широтного отрезка Печоры	1,1
11. Чередование песка тонкозернистого, темно-серого, с обломками каменного угля и растительным детритом (0,15 м), песка крупнозернистого, косослоистого (0,6 м)	0,75
12. Песок грубый, гравий, галька, косослоистые (до уреза р. Чулей)	0,8

Из гор. 8 собрано 629 целых и обломков костей грызунов, в том числе 153 коренных зуба, 170 резцов, 21 фрагмент челюстей (без зубов).

По коренным зубам определен следующий видовой состав: Dicrostonyx ex gr. simplicior Feifar — 92, Lemmus cf. sibiricus Kerr.— 61.

Формирование костеносного горизонта, судя по его положению в разрезе, по рассекающим слой псевдоморфозам, по морозобойным клиньям и по видовому составу фауны, характерному для перигляциальных тундровых ландшафтов, происходило непосредственно перед перекрытием территории покровным ледником, отложившим морену (гор. 5). При сравнении строения коренных зубов копытного лемминга из обнажения Чулей и из захоронения под верхней мореной обнажения

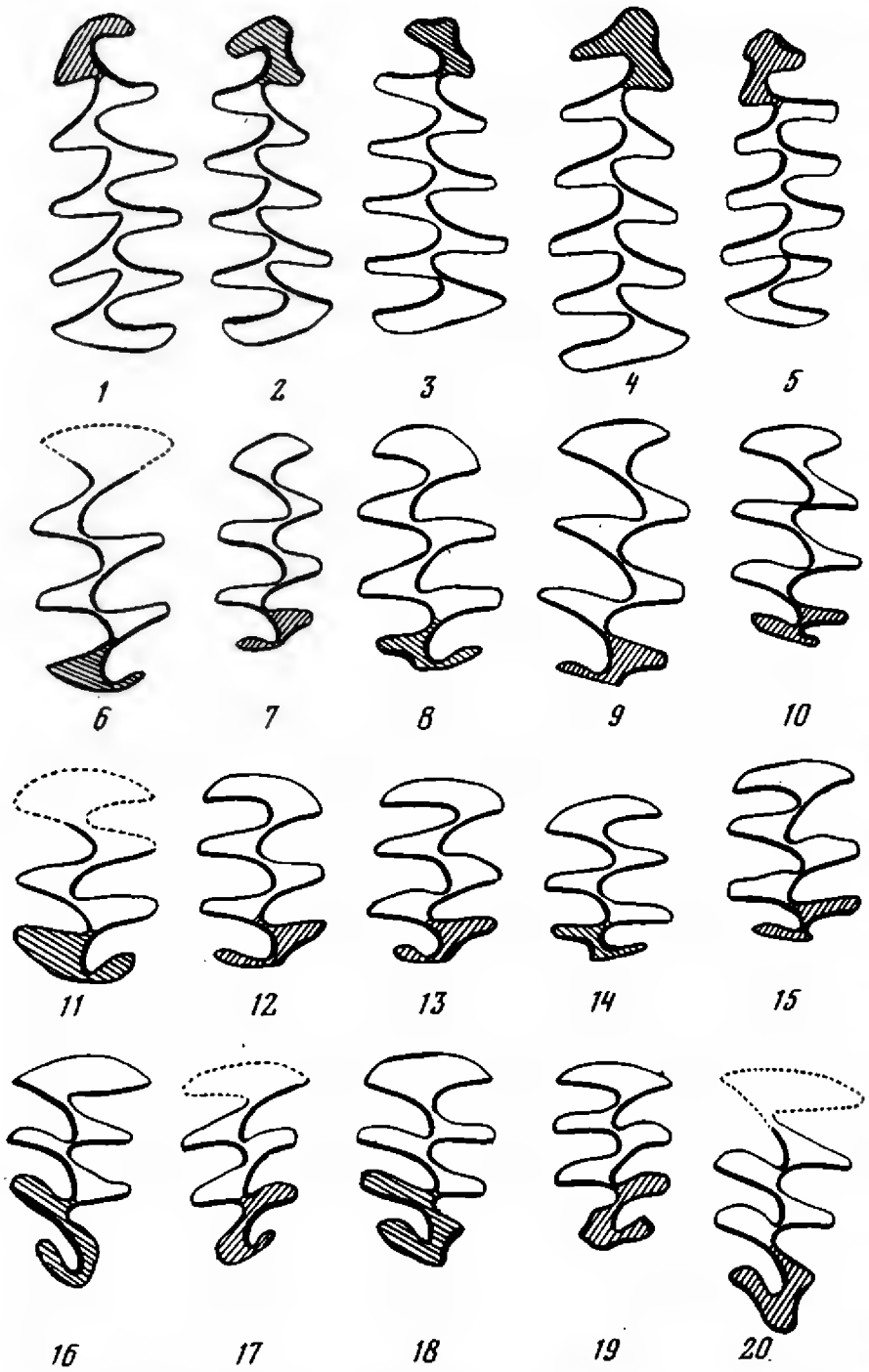


Рис. 7. Коренные зубы Dicrostonyx ex gr. gulielmi-henseli из местонахождения Кипиево (надморенный горизонт)

1—5 — M_1; *6—10* — M^1; *11—15* — M^2; *16—20* — M^3

Кипиево видно (см. рис. 3), что процентное соотношение количества зубов архаичного и прогрессивного морфотипов в обоих пунктах почти одинаково. Это свидетельствует об одновозрастности местонахождений, о раннемосковском возрасте костеносного горизонта обнажения Чулей и московском возрасте перекрывающей этот горизонт морены.

Вывод о раннемосковском возрасте подморенных местонахождений грызунов Кипиево и Чулей и о московском возрасте перекрывающей эти захоронения морены подтверждается анализом остатков грызунов, обнаруженных в обнажении Кипиево в галечнике, залегающем непосредственно на верхней морене (рис. 5, гор. 4).

Местонахождение находится в 15—25 м ниже устья безымянного ручья, в 700 м выше руч. Симон-шор. Наибольшая концентрация костей отмечалась в тонком, местами выклинивающемся прослое серого гравийного песка, залегающем в 5—15 см над кровлей морены. Всего здесь собрано более 2000 костей, в том числе 436 коренных зубов (целых и определимых фрагментов), по которым определен следующий видовой состав, характерный для тундровой зоны: Dicrostonyx ex gr. gulielmi-henseli.— 203, Lemmus cf. sibiricus Kerr. — 207, Microtus cf. gregalis Pall. — 26.

Процентное соотношение коренных зубов архаичного и прогрессивного морфотипов копытного лемминга показывает, что лемминги из местонахождения над верхней мореной обнажения Кипиево по эволюционному уровню занимают промежуточное положение между позднеплейстоценовыми леммингами из верхнепечорских пещер и стоянки Бетово [3] (Брянская обл.), имеющей мустьерский возраст [Тарасов, 1973], с одной стороны, и из раннемосковских подморенных комплексов обнажений у с. Кипиево и на р. Чулей — с другой (см. рис. 2, 3, 7). Так, в культурном слое стоянки Бетово зубов наиболее прогрессивного морфотипа IV содержится по сравнению с местонахождением над верхней мореной у с. Кипиево для M^1 в два с половиной раза больше (15 и 36%), для M^2 — в два раза (25 и 48%); содержание зубов наиболее

[3] Мы признательны И. М. Громову за предоставленную возможность ознакомиться с материалами по копытному леммингу из стоянки Бетово.

архаичного морфотипа I сокращается для M^1 в три с лишним раза (28 и 8%), для M^3 и M^2 — в два раза (44 и 22%, 14 и 7%).

Из приведенных данных следует, что периоды формирования верхнего костеносного горизонта у Кипиево и местонахождения Бетово должен отделять друг от друга значительный промежуток времени, необходимый для столь заметных эволюционных изменений.

Залегание остатков копытного лемминга в культурном слое мустьерской стоянки Бетово позволяет установить верхний возрастной предел этого местонахождения.

Известно, что развитие мустьерской культуры завершилось приблизительно 35 тыс. лет назад [Иванова, 1965]. Следовательно, костеносный горизонт стоянки Бетово не может быть моложе этой даты. Доминирование среди фаунистических остатков видов, характерных для открытых ландшафтов перигляциального типа, в частности костей копытного лемминга (до 50%), дает основание отвергнуть предположение о молого-шекснинском и микулинском возрасте захоронения и отнести время его формирования к одному из этапов развития ранневалдайского (калининского) ледника. Сравнение процентного содержания коренных зубов архаичного и прогрессивного морфотипов копытного лемминга из культурных слоев мустьерской стоянки Бетово и позднепалеолитической стоянки Медвежья пещера (рис. 3) показывает, что за время, прошедшее между формированием костеносных горизонтов этих пунктов, копытные лемминги мало изменились. По археологическим данным и по положению в разрезе стоянка Медвежья пещера не может быть древнее второй половины молого-шекснинского межледниковья [Гуслицер, Канивец, 1965а, б]. Таким образом, учитывая незначительное различие в эволюционном уровне фауны рассматриваемых стоянок, наиболее вероятное время формирования культурного слоя стоянки Бетово — вторая половина калининского ледниковья.

Фауна верхнего костеносного горизонта обнажения Кипиево, как сказано выше, значительно древнее фауны из Бетово и поэтому не может быть датирована калининским временем. Промежуточное по эволюционному уровню положение копытных леммингов из верхнего захоронения в Кипиево между раннемосковскими подморенными комплексами этих горизонтов из Кипиево и Чулея, с одной стороны, и калининским комплексом из Бетово — с другой, а также видовой состав фауны надморенного костеносного горизонта позволяют отнести его к концу московского ледникового века, а возраст подстилающей морены уверенно определить как московский.

Итак, приведенные результаты изучения захоронений ископаемых грызунов в бассейне Печоры позволяют сделать вывод, что отложения так называемой роговской свиты, представленные на территории Печорской низменности южнее полярного круга двумя горизонтами морены и разделяющей их толщей осадков водного происхождения, имеют среднеплейстоценовый возраст. Верхняя морена с осадками перигляциального типа сформирована в московское, нижняя — в днепровское, а межморенные межледниковые отложения — в одинцовское время.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А. К. Леминговые фауны среднего и позднего плейстоцена.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 39.

Агаджанян А. К. Копытные лемминги плейстоцена.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, сб. 5.

Афанасьев Б. Л., Белкин В. И. О третичном возрасте нижних горизонтов рыхлого покрова Большеземельской тундры.— Сов. геология, 1965, № 5.

Белкин В. И. Стратиграфия и литология неогеновых отложений Печорского бассейна.— В кн.: Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1971.

Белкин В. И., Зархидзе В. С., Семенов И. Н. Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области.— В кн.: Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966.

Верещагин Н. К., Громов И. М. История формирования териофаун четвертичного периода в пределах СССР.—В кн.: Первый Междунар. териол. конгр.: Реф. докл. М., 1974, т. I.

Гуслицер Б. И., Канивец В. И. Пещеры Печорского Урала. М.; Л.: Наука, 1965а.

Гуслицер Б. И., Канивец В. И. Палеолитические стоянки на Печоре.— В кн.: Стратиграфия и периодизация палеолита восточной и центральной Европы. М.: Наука, 1965б.

Загорская Н. Г., Барановская О. Ф., Бердовская Г. Н., Гладкова И. Г., Лев О. М., Рюмина И. И. Краткий очерк стратиграфии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской низменности.—В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., 1969.

Зархидзе В. С., Семенов И. И. Роговская и нерцетская свиты северных и северо-западных районов Тимано-Уральской области.— В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1972, вып. I.

Иванова И. К. Геологический возраст ископаемого человека. М.: Наука, 1965.

Исайчев К. И. Ископаемые грызуны из галечников над верхней мореной в бассейне Нижней Печоры.— Ежегодник, 1974. Сыктывкар, 1975.

Крапивнер Р. Б. Новейшие отложения и основные черты новейшей тектоники бассейна р. Печоры (на участке между устьями р. Щугор и Цильма): Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1967.

Кузьмина И. Е. Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене.— В кн.: Материалы по фаунам антропогена СССР. Л.: Наука, 1971.

Лавров А. С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы северо-востока Европейской части СССР.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 41.

Лосева Э. И., Дурягина Д. А. Результаты комплексного изучения опорного разреза плейстоценовых отложений на Средней Печоре у д. Родионово. Сыктывкар, 1973. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 16).

Смирнов В. И. Находки костей крупных четвертичных млекопитающих в Северной области.—Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, т. V, вып. 1.

Тарасов Л. М. Раскопки в Масловке и Бетово.— В кн.: Археологические открытия 1972 года. М.: Наука, 1973.

Чернов А. А. Четвертичные отложения.— В кн.: Производительные силы Коми АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. I.

Яхимович В. Л. Об абсолютном возрасте аналогов молого-шекснинских отложений в Предуралье.— В кн.: Радиоуглерод. Вильнюс, 1971.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.345 : 557.79

Ю. К. ВАСИЛЬЧУК, Е. А. ПЕТРОВА, А. К. СЕРОВА

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГОЛОЦЕНА ЯМАЛА

Необходимость создания региональной палеогеографической схемы развития Ямала в голоцене определяется в основном тремя причинами: 1) современное освоение этого района начинается с побережий, а проникновение вглубь осуществляется по долинам рек, и основанием для большей части сооружений служат, как правило, толщи голоценовых отложений пойм и лайд; 2) в течение голоцена произошло не только формирование новых геологических тел, но и окончательное преобразование доголоценовых поверхностей; 3) история развития региона настолько своеобразна, что проведение дальних палеогеографических корреляций неоправдано. Это определяется прежде всего рельефом и специфическим географическим положением полуострова. Протяженная береговая линия с достаточно плоскими невысокими берегами и широкая полоса окружающего Ямал мелководного шельфа способствовали значительному перемещению в голоцене береговой линии по латерали даже при незначительном изменении уровня акваторий. Примечательна контрастность восточного и западного побережий Ямала. На востоке полуостров омывается уникальной по своим параметрам (более 800 км длиной) Обской пресноводной губой, а на западе — достаточно засоленными водами Карского моря и Байдарацкой губы. Это определило существенные отличия в составе, строении и даже в состоянии голоценовых толщ, формировавшихся на западе и на востоке. Первые, как правило, засолены, более опесчанены, менее льдисты. Вторые часто вмещают большие объемы повторножильных льдов, характеризуются преимущественно супесчано-суглинистым составом и незначительным засолением.

В пределах полуострова повсеместно распространены многолетнемерзлые породы, которые во многом определяют его современный облик и условия освоения, поэтому при рассмотрении палеогеографического развития Ямала в голоцене, очевидно, следует уделять первоочередное внимание истории формирования мерзлых толщ. Наличие сингенетических ледяных включений (жил, пластов и т. д.) в доголоценовых толщах практически на всей территории Ямала дает основание заключить, что в течение всего голоцена полуостров располагался в пределах криолитозоны (рис. 1). Лишь на самом юге известны свидетельства островного оттаивания многолетнемерзлых пород в отдельные этапы голоцена [Баулин и др., 1967].

По нашему мнению, для Ямала объем голоцена удобнее принять в трактовке М. И. Нейштадта [1957] — около 12 тыс. лет, так как именно на этом рубеже произошли существенные климатические преобразования, и к нему же относится начало накопления отложений I террасы в результате поднятия уровня моря после глубокой (по мнению большинства исследователей геологии моря, самой глубокой за плейстоцен) регрессии. А при расчленении голоцена мы использовали модифицированную Н. А. Хотинским [1977] схему А. Блитта—Р. Сернандера, которая хорошо согласуется как с данными по абсолютной хронологии

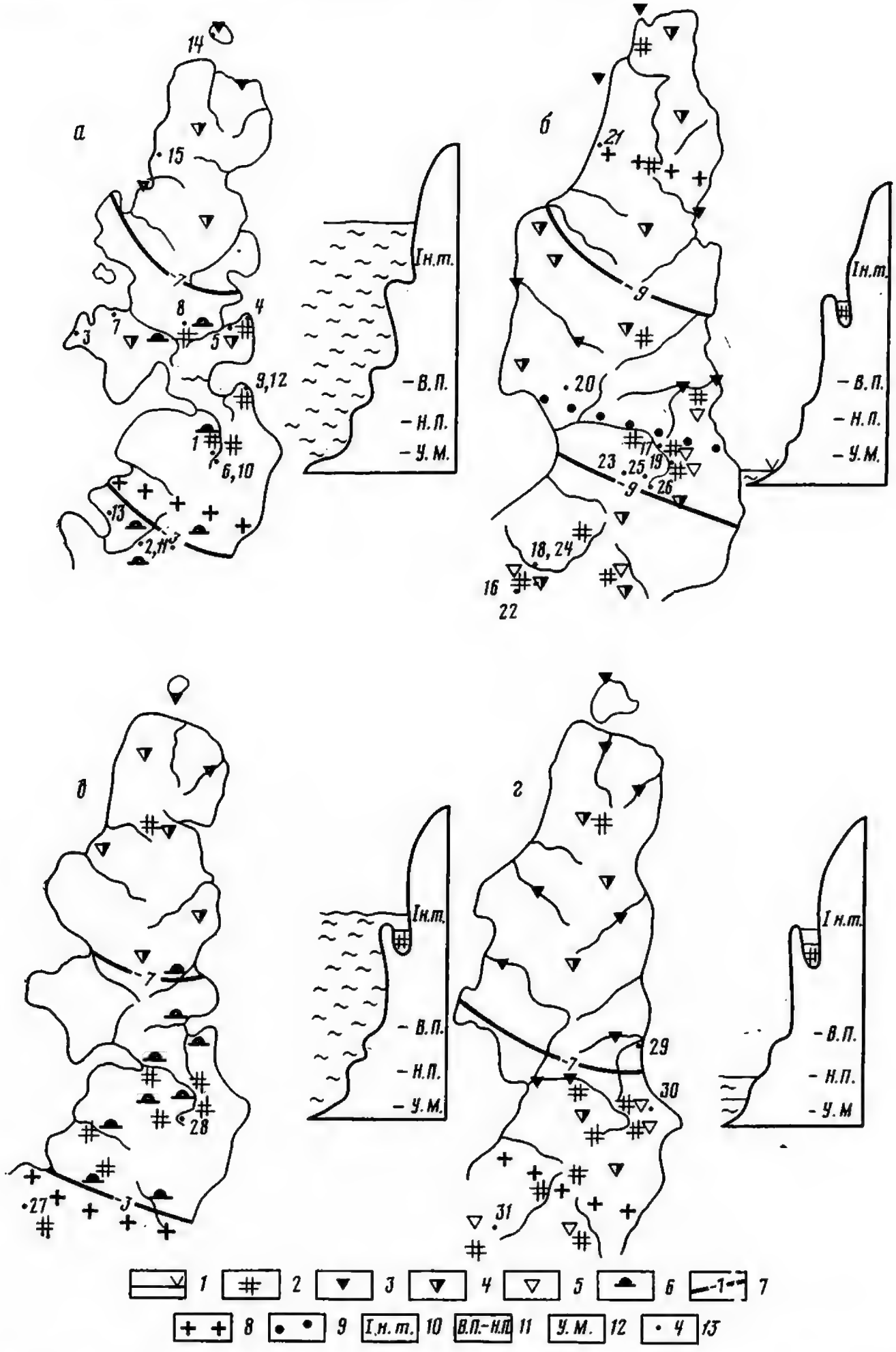


Рис. 1. Схема развития палеогеографических условий Ямала в различные этапы голоцена

а — бореальный период; *б* — атлантический период; *в* — суббореальный период; *г* — субатлантический период; *1* — уровень моря и устьевых частей рек; *2* — участки зарождения и интенсивности роста наиболее мощных торфяников; *3—5* — участки зарождения и развития повторно-жильных льдов: *3* — сингенетических в субаквальных условиях русла и литорали и в субаэральных условиях пойм и лайд, *4* — эпигенетических в минеральных отложениях, *5* — сингенетических в органических отложениях болотных котловин; *6* — участки роста сегрегационных и инъекционно-сегрегационных бугров пучения; *7* — изотермы среднегодовых температур грунта; *8, 9* — северные границы ареала древесных форм растительности: *8* — березовых редколесий, *9* — лиственнично-елово-березовых лесов; *10—12* — современный высотный уровень геоморфологических элементов: *10* — I террасы, *11* — высокой и низкой пойм и лайды, *12* — современного уровня моря; *13* — районы отбора образцов радиометрического датирования

Таблица

Основные результаты радиоуглеродного датирования голоценовых отложений Ямала

Периодизация голоцена		Радиоуглеродные датировки, лет назад; местоположение образца	Фациальная, литологическая, палинологическая и ботаническая характеристики образца	№ на рис.	Кто отобрал образец
Дооптимальный	Аллерёд + поздний дриас	10 700±140 (ЛУ-1042); среднее течение р. Юрибей (центр. Ямал)	Торф из озерной линзы на поверхности III террасы. В миоспоровых спектрах преобладают березы (карликовая и древовидная) и сосна. Торф перекрыт отложениями с обилием агглютинирующих фораминифер	1	Спиркин А. И.
	Предбореальный	9650±40 (ЛУ-781); р. Танловаяха (юж. Ямал)	Древесина из основания озерно-болотной линзы на поверхности IV террасы с глубины 3,0 м	2	Леонов В. М.
		9600±160 (ЛГ-30); низовья р. Яброяха (зап. Ямал)	Остатки крупнокустарниковой березы в основании торфяника в аласном понижении на II террасе. В миоспоровых спектрах преобладает пыльца кустарников	3	Зубаков В. А.
		9300±100 (ГИН-2442); устье р. Сёяха-Зеленая (вост. Ямал)	Торфяная псевдоморфоза на III террасе, в ботаническом составе преобладание веток карликовой березки	4	Васильчук Ю. К.
		9280±70 (ЛУ-1152); низовья р. Сёяха-Зеленая (вост. Ямал)	Древесные остатки из средней части разреза I (II—?) террасы относительной высотой 13 м с глубины 6,2 м	5	Соловьев В. В.
		9230±50 (ГИН-2479); среднее течение р. Юрибей (центр. Ямал)	Торф в основании торфяника на водораздельной поверхности с глубины 4,3 м, в ботаническом составе преобладает Calliergonella cuspidata	6	Васильчук Ю. К.
Период «оптимума»	Бореальный	9190±80 (ЛУ-1086); р. Нябыяха (вост. Ямал)	Древесина, в 1 м от подошвы озерно-болотной линзы мощностью 5 м на поверхности III террасы	7	Шелухин Н. П.
		9160±120 (ЛУ-714); оз. Малто (центр. Ямал)	Погребенный торф в 0,7 м от подошвы отложений I озерной террасы с глубины 6,5 м. В миоспоровых спектрах господство пыльцы карликовой березки	8	Шелухин Н. П.
		8960±140 (МГУ-816); пос. Яптиксале (вост. Ямал)	Торф в основании торфяника на I лагунно-морской террасе с глубины 5,0—0,1 м	9	Васильчук Ю. К.
		8770±230 (ЛУ-1088); р. Танже, где ГИН-2479	Веточки карликовой березки из средней части торфяника на поверхности водораздельной равнины с глубины 2,8 м	10	Васильчук Ю. К.
		8770±230 (ЛУ-1088); р. Танловаяха (юж. Ямал)	Древесина из средней части озерно-болотной линзы на IV террасе с глубины 2,0 м	11	Леонов В. М.
		8700±500 (МГУ-713); пос. Яптиксале (вост. Ямал)	Древесина березы с глубины 4,0—4,1 м в 1 м от подошвы торфяника на I террасе	12	Васильчук Ю. К.

Таблица (продолжение)

Периодизация голоцена		Радиоуглеродные датировки, лет назад; местоположение образца	Фациальная, литологическая, палинологическая и ботаническая характеристики образца	№ на рис.	Кто отобрал образец
Период «оптимума»	Бореальный	8680±120 (ЛУ-1087); побережье Байдарацкой губы (зап. Ямал)	Остатки древесины в озерных отложениях с глубины 4,4 м на поверхности III террасы	13	Шелухин Н. П.
		8500±120 (ЛУ-1151); зап. берег о. Белый	Торф у подошвы торфяника на I морской террасе с глубины 2,5 м	14	Леонов В. М.
		8250±80 (ЛУ-1139); р. Пухучаяха (сев. Ямал)	Погребенная древесина из нижней части (с глубины 7 м) разреза I надпойменной террасы	15	Леонов В. М.
	Атлантический	7690±110 (ЛУ-1081); низовья р. Щучья (юж. Ямал)	Торф из основания торфяника мощностью 4,0 м на I (II?) надпойменной террасе	16	Шелухин Н. П.
		7460±100 (МГУ-714); среднее течение р. Юрибей (центр. Ямал)	Древесина березы в 0,5 м от подошвы торфяника мощностью 4,6 м с глубины 4,0—4,1 м на поверхности III террасы	17	Васильчук Ю. К.
		7110±90 (ЛУ-1029); среднее течение р. Щучья (юж. Ямал)	Торф в основании озерно-болотной линзы на поверхности III террасы с глубины 8,0 м	18	Спиркин А. И.
		7020±100 (МГУ-712); среднее течение р. Юрибей (центр. Ямал)	Древесина березы в основании разреза озерно-болотной линзы с глубины 2,8—2,9 м на поверхности I надпойменной террасы	19	Васильчук Ю. К.
		6850±60 (ЛУ-1039); оз. Халэв-то (зап. Ямал)	Древесный детрит из озерно-болотной линзы с поверхности IV террасы. В миоспоровом спектре господство пыльцы карликовой березки и осок	20	Шелухин Н. П.
		6580±60 (ЛУ-1039); р. Пухучаяха (сев. Ямал)	Погребенная древесина из средней (с глубины 4,5 м) части разреза I надпойменной террасы	21	Леонов В. М.
		6140±80 (ЛУ-1082) низовья р. Щучья (юж. Ямал)	Торф с глубины 1,0 м из торфяников мощностью 4,0 м на I (II?) надпойменной террасе	22	Шелухин Н. П.
		5550±150 (БашГИ-63) верховья р. Юрибей (центр. Ямал)	Древесина в основании торфяника мощностью 1,5 м на I надпойменной террасе	23	Макеев В. М.
		5190±60 (ЛУ-1027), среднее течение р. Щучья (юж. Ямал)	Древесина из средней части разреза (с глубины 6,3 м) озерно-болотной линзы на III террасе. В отложениях спектр леса северотаежного типа	24	Спиркин А. И.

Таблица (окончание)

Периодизация голоцена		Радиоуглеродные датировки, лет назад; местоположение образца	Фациальная, литологическая, палинологическая и ботаническая характеристики образца	№ на рис.	Кто отобрал образец
Период «оптимума»	Атлантический	4990±250 (БашГИ-62); верховья р. Юрибей (центр. Ямал)	Торф в основании торфяника мощностью 1,5 м на поверхности III надпойменной террасы	25	Макеев В. М.
		4900±250 (БашГИ-67); там же	Древесина лиственницы из основания торфяника на поверхности казанцевской террасы с глубины 3,5 м	26	Макеев В. М.
Послеоптимальный	Суббореальный	3440±60 (ЛУ-1083); р. Лухуседаяха (юж. Ямал)	Гумусированная порода с поверхности водораздельной равнины. Спорово-пыльцевой спектр лесотундрового типа: господство карликовой березки, вересковых, плаунов	27	Шелухин Н. П.
		3400±150 (БашГИ-66); верховья р. Юрибей (центр. Ямал)	Торф из основания линзы торфяника на поверхности IV (казанцевской) террасы с глубины 3,4 м	28	Макеев В. М.
	Субатлантический	1580±180 (ГИН-2638а); пос. Яптиксале (вост. Ямал)	Торф сильноопесчаненный из верхней части торфяника на поверхности I лагунно-морской террасы с глубины 1,0 м. На глубине 1,3 м прослой песка субаквального генезиса	29	Васильчук Ю. К.
		1460±190 (БашГИ-65); район оз. Войварето (вост. Ямал)	Растительный детрит в разрезе отложений хасырея, расположенного на поверхности IV (казанцевской) террасы с глубины 1,0—1,1 м. Отложения представлены тонкослоистыми супесями и илами.	30	Макеев В. М.
	Современный	меньше 200 лет (ЛУ-1028); среднее течение р. Щучья (юж. Ямал)	Древесина из верхней части (с глубины 0,0—0,1 м) разреза озерно-болотной линзы, вложенной в отложения III террасы. Спорово-пыльцевой спектр по составу близок к субфоссильному спектру	31	Спиркин А. И.

отложений Ямала (таблица C^{14} датирования), так и с результатами спорово-пыльцевых исследований. Следует особо оговорить определение времени голоценового климатического «оптимума» на Ямале. Мы понимаем под «оптимумом» наиболее благоприятный период голоцена для развития растительности, т. е. в нашем случае — время глубокого проникновения в зону современной Ямальской тундры древесных форм растительности. Анализ практически всех имеющихся в настоящее время радиоуглеродных датировок древесины (см. табл.) указывает на то, что «облесение» Ямальской тундры происходило в интервале 9280±±70 (ЛУ-1152) — 4900±250 (БашГИ-67) тыс. лет назад. Появление новых датировок, вероятно, расширит этот интервал до 5 тыс. лет. Таким образом, время «оптимума» включает вторую половину бореального и атлантический периоды схемы Н. А. Хотинского [1977]. Укажем, что во время «оптимума» на большей части Ямала сохранялись условия

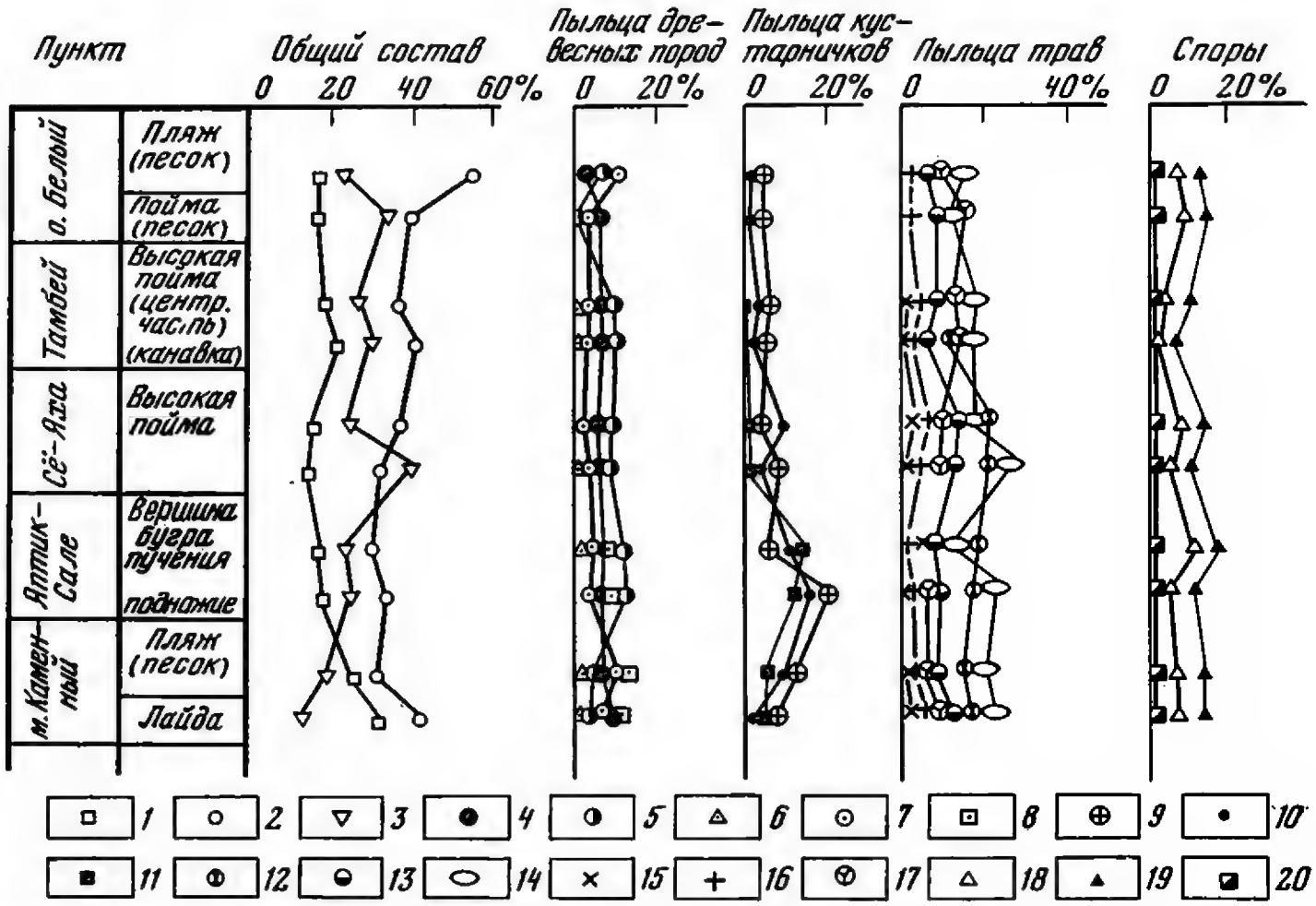


Рис. 2. Рецентные спорово-пыльцевые спектры различных районов Ямала и о. Белый

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца кустарников, кустарничков и трав; *3* — споры; *4—17* — пыльца: *4* — сосны, *5* — кедра, *6* — ели, *7* — березы, *8* — ольхи, *9* — ивы, *10* — карликовой березки, *11* — ольховника, *12* — разнотравья, *13* — злаков, *14* — осок, *15* — лебеды, *16* — полыни, *17* — вереска; *18—20* — споры: *18* — зеленых мхов, *19* — сфагновых мхов, *20* — плаунов

для сингенетического промерзания вновь накапливающихся толщ, а на севере мерзлотная обстановка даже ужесточалась, о чем свидетельствуют повторножильные льды, накопившиеся, судя по составу миоспор, в период широкого «облесения» на тех участках, где они ни до, ни после «оптимума» не формировались.

Реконструкции палеогеографических обстановок Ямала в различные этапы голоцена проведены нами на основании изучения более 200 разрезов отложений пойм, первых террас и торфяников, расположенных практически во всех районах полуострова. Более 20 из них детально охарактеризованы палинологически (изучены как спектры отложений, так и остатки пыльцы и спор во вмещаемых ими повторножильных льдах), параллельно в них проделан анализ химического состава льдов и водной вытяжки пород. Хронологическая привязка опорных разрезов осуществлялась при помощи радиоуглеродных датировок, полученных в Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ и Радиоуглеродной лаборатории ГИН АН СССР (см. табл.).

В процессе палинологического анализа использовались эталоны пыльцы современной растительности Ямала. Особое внимание уделено морфологии пыльцевых зерен карликовой березки. Изучение субфоссильных спектров миоспор, отбиравшихся в различных фациальных условиях практически из всех районов Ямала и о. Белый, позволило дать более обоснованную интерпретацию ископаемых голоценовых спорово-пыльцевых спектров.

В составе субфоссильных спектров, отобранных в сходных фациальных условиях, обнаружено качественное сходство как в пределах арктической флористической подзоны, так и в подзоне кустарничковых тундр Ямала (рис. 2). Это объясняется однообразием флористического

состава фитоценозов, достаточно интенсивными ветрами южных румбов в период пыления растительности (особенно древесных пород) и отсутствием орографических преград, препятствующих распределению пыльцы по территории. Наибольшие отличия выявляются при сравнении спектров субаквальных и субаэральных фаций: пляжа и лайды, русла и поймы и т. д. В составе миоспор участков преимущественно субаэрального осадконакопления (лайд и пойм), как правило, больший процент пыльцы трав, кустарничков и спор. Субфоссильные спектры этих участков качественно, а нередко и количественно совпадают с современными фитоценозами. Несколько искажает картину лишь высокий процент пыльцы кедра явно заносного характера. Спектры субаквальных участков — из русел рек, с морских пляжей — как правило, переопылены пыльцой древесных пород, содержание которой нередко превышает 50% от общего количества пыльцы и спор. Это заставляет с большой осторожностью подходить к реконструкции голоценовых палеоландшафтов по составу палиноспектров отложений субаквального генезиса. Несомненно одно, что спектры субаквальных фаций с преобладанием пыльцы кустарничков и трав можно достоверно интерпретировать как показатель преобладания в течение вегетационного периода переноса воздушных масс с моря на континент.

Только этим обстоятельством можно объяснить малое количество в этих комплексах обычно далеко разносимой ветром пыльцы кедра и сосны. Укажем также, что аналогов таким спектрам в современных отложениях Ямала не встречено. Вопрос о способе накопления все же в этих отложениях спорово-пыльцевых остатков местных флор (ольховника, карликовой березки, трав и т. д.) остается открытым. Можно только предполагать, что одним из основных агентов их транспортировки является сток атмосферных осадков.

В изменении состава субфоссильных спектров пойм и лайд с юга на север отчетливо проявляется тенденция уменьшения количества пыльцы древесных пород с 28—41 до 19% (на всех диаграммах количество отдельных элементов спектра показано по отношению к их общей сумме, принимаемой за 100%). Это указывает на принципиальную возможность стратиграфического расчленения голоценовых разрезов Ямала преимущественно субаэрального генезиса по данным палинологического анализа. При этом следует учитывать, что состав миоспор — свидетель вегетации растительности и самостоятельно может использоваться лишь для реконструкции хода палеоклиматических элементов летних сезонов. Зимние палеоклиматические характеристики можно получить, привлекая данные мерзлотно-фациального анализа. Нам представляется перспективным также комплексирование этих методов: проведение сопряженного анализа миоспор в сингенетических повторножильных и погребенных пластовых льдах и вмещающих их отложениях. Фрагментарный характер геологической летописи в конкретных разрезах и неравномерное по времени распределение палеоиндикаторов не позволяют создать полную картину палеогеографии Ямала во все фазы голоцена. Наиболее бедно представлено начало голоцена. Участки, на которых происходило осадконакопление в аллерёде, дриасе и предбореале морских и лагунно-морских отложений, в подавляющем большинстве случаев сейчас находятся под акваториями и пока недоступны для изучения. Отложения, накапливавшиеся в дальнейшем, чаще вскрываются в обнажениях и скважинах, причем информативность разрезов увеличивается обратно пропорционально их возрасту.

БОРЕАЛЬНЫЙ ПЕРИОД

В это время на территории Ямала продолжается накопление преимущественно песчаных отложений современных первых террас субаквального генезиса. Фациальные условия препятствовали формированию повторножильных льдов в них, а данные спорово-пыльцевых анализов этих осадков малопригодны для палеореконструкций.

Несколько более информативны разрезы озерных и озерно-болотных отложений. Однако вследствие низкого положения уровня моря в этот период рельеф Ямала был очень расчлененным. Это привело к повышенной дренированности территории. Поэтому озерные и озерно-болотные отложения, формировавшиеся в первую половину бореального периода, на территории Ямала встречаются достаточно редко. Так, торфяники дооптимального возраста известны лишь на юге и в центральных частях Ямала: на III террасе и на водораздельной поверхности в среднем течении р. Юрибей, на водораздельной поверхности в долине р. Танловаяха, на террасах позднеплейстоценового возраста в районе пос. Сёяха, в долине р. Яброяха (см. табл.). Практически все они уже в начале своего формирования промерзали, и в их толще началось формирование сингенетических повторножильных льдов.

Первая половина бореального периода во всех спектрах торфяников выделяется кульминацией пыльцы трав — до 80—85%, среди которых часто доминируют осоки — до 70% (рис. 3, интер. 4,5—4,3 м). Позднее в миоспоровых спектрах возрастает роль пыльцы карликовой березки (рис. 3, интер. 3,0—2 м; рис. 4, интер. 10,0—9,0 м). Количество ее нередко превышает здесь 50%. Наряду с этим радиоуглеродные датировки по древесине указывают на проникновение ее в центральные районы Ямала именно в это время — во второй половине бореального периода (см. рис. 1, *а*). Аналогичные по составу растительные ассоциации наблюдаются сейчас в районе г. Салехард в условиях континентального климата. По аналогии можно заключить, что во второй половине бореального периода среднегодовые температуры грунтов в центральной части Ямала были не ниже $-3 \div 5°$ С, что подтверждается и отсутствием сколько-нибудь значительных по размерам повторножильных льдов, синхронных этому времени, в центральных и южных районах полуострова. Наряду с этим на водораздельных поверхностях в днищах «хасыреев», вероятно, интенсивно формировались многолетние бугры пучения.

На севере Ямала и о. Белый в это время, вероятно, происходило зарождение ледяных жил на осушающихся пляжах (пляжевая фация с сингенетическими жилами в основании разрезов современных лайд) и в условиях переходных от русловых к пойменным (фация прирусловых валов и фация зарастающих верхних участков прирусловых отмелей с сингенетическими жилами в основании разрезов современных пойм). Зарождение жил на пляжах и в условиях низких пойм на севере Ямала и о. Белый в бореальный период указывает на относительно низкие среднегодовые температуры ($-6 \div 8°$) на аккумулятивных поверхностях и ($-7 \div 9°$) на плакорах.

Характерным процессом для бореального периода были сравнительно интенсивные перемещения береговой линии, в «дооптимальную» его фазу быстрое повышение уровня моря до отметок $+8 \div 10$ м по сравнению с современными, с чем связано накопление основной толщи отложений первых террас в низовьях рек и вдоль побережий. При переходе к «оптимальной» фазе бореального периода началась регрессия, что привело к возникновению на поверхности первых террас остаточных водоемов, которые начали заболачиваться. Самые древние датировки торфяников, т. е. отложений преимущественно субаэрального режима, на поверхности первых террас не превышают 9 тыс. лет. Нами в районе пос. Яптиксале получена датировка в основании торфяника на I ла-

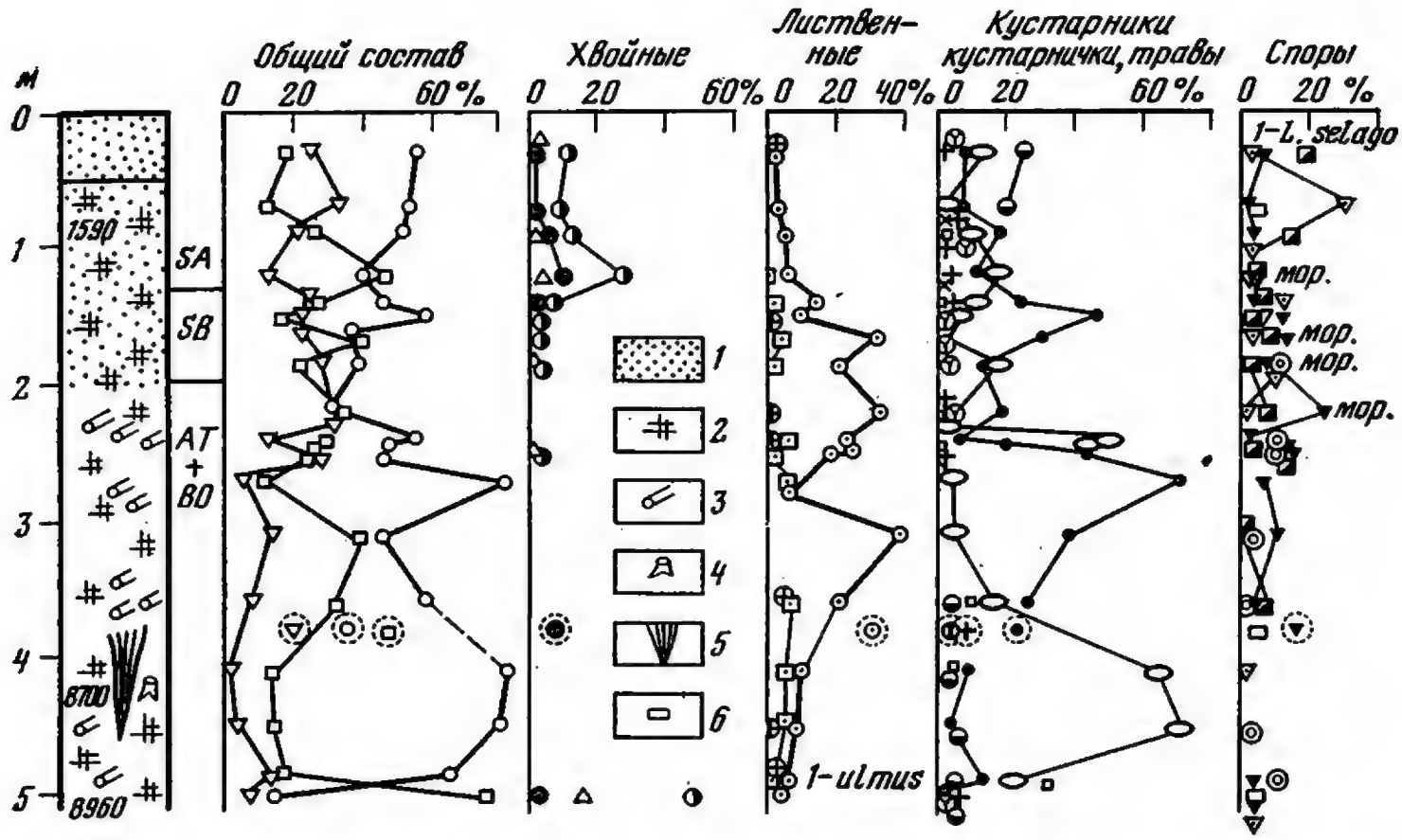


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника и законсервированной в нем синге-нетической ледяной жилы на первой лагунно-морской террасе у пос. Яптиксале

1 — песок; *2* — торф; *3* — неразложившиеся ветки и стволы деревьев; *4* — пни в торфяной залежи; *5* — нижняя часть ледяной жилы; *6* — споры папоротников. Остальные условные обозначения см. рис. 1

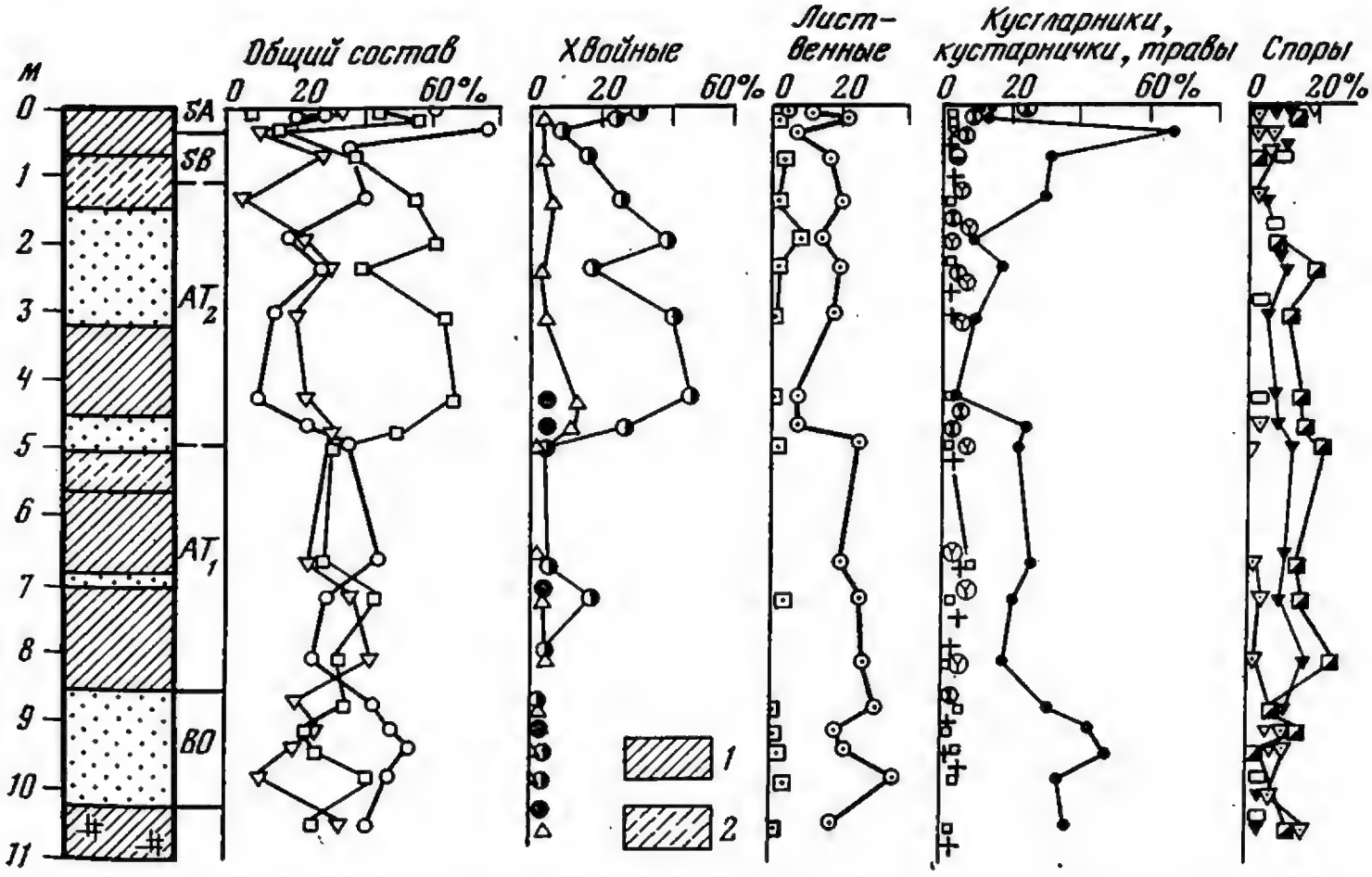


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза отложений высокой поймы в низовьях р. Еряха. Осевая часть бугра пучения в 5 км западнее пос. Яптиксале

1 — суглинок; *2* — супесь. Остальные условные обозначения см. рис. 1, 2

гунно-морской террасе 8960±140 (МГУ-816) лет назад, а по сборам В. М. Леонова торфяник на поверхности I морской террасы датирован 8500±120 (ЛУ-1151) лет назад. Понижение уровня моря по датировкам очень точно совпадает с началом «облесения» территории Ямала, что вероятно свидетельствует и о существовании причинно-следственной связи[1] между этими явлениями. С понижением уровня моря связано увеличение врезания рек, сначала в низовьях, а затем и во внутренних районах полуострова. Преимущественно субаквальный режим аккумуляции сменился субаэральным — началось накопление пойменной фации аллювия современных первых террас.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ПЕРИОД

Атлантический период — время экстремально низких зимних и экстремально высоких летних температур, благоприятствующих иммиграции термофильных растений. Свидетельство тому — интенсивный рост повторножильных льдов наряду с глубоким проникновением на север древесной растительности. Лесотундровая растительность в конце бореального периода достигла широты пос. Мыс Каменный, причем это были преимущественно березовые редколесья. А уже в начале атлантического времени березовые редколесья проникают, вероятно, до широты пос. Тамбей, а в южной половине Ямала появляется даже растительность, характерная для северной тайги: лиственница, кедр. Очевидно, лиственница продвигалась на север со значительным сдвигом по времени относительно березы, медленно осваивая новые территории. Однако к концу атлантического периода она достигла широты пос. Мыс Каменный, судя по датировке древесины лиственницы из внутреннего района Ямала 4900±250 (БашГИ-67) лет назад, полученной по сборам В. М. Макеева. В атлантический период значительно расширились площади накопления торфяников. Увеличение глубин летнего протаивания привело к оттаиванию сильнольдистых верхних горизонтов многолетнемерзлых толщ и к активизации термокарста, особенно на юге Ямала. В дальнейшем произошло заболачивание возникших термокарстовых озер. Значительное число датировок из основания торфяников приходится именно на атлантический период (см. таблицу). Наряду с этим на юг продвинулась граница формирования сингенетических повторножильных льдов. Нами описаны жилы, сингенетичные отложениям атлантического времени, в торфянике в долине р. Щучья [Васильчук, Серова, 1979]. На сингенез жил наряду с основными криогенными признаками (наличие плечиков, выходы элементарных жилок на боковой контакт, уменьшение мощности торфа от центра полигона к жиле) указывает также сходство спорово-пыльцевых кривых в жиле и во вмещающих отложениях: совпадает поведение кривых пыльцы древесных пород и отдельных видов деревьев — березы, сосны и т. д. Повторножильные льды, сингенетичные отложениям атлантического времени, позволяют сделать вывод о суровых зимах с малым количеством снега. Летний период в это время был сухим и теплым, что приводило к глубокому сезонному протаиванию, иссушению верхних горизонтов почв и появлению древесной растительности. Контрастность годового климатического цикла подчеркивалась общей «сухостью», вызванной регрессией моря. Малое количество осадков, выпадавших в летнее время, предопределило и сравнительно небольшой объем сносимого со склонов в водотоки грунта и сравнительно тонкодисперсный его состав. Небольшое количество снега, накапливавшегося

[1] Вероятно, связь эта не прямая, а опосредствованная, скорее это взаимовлияние уровня моря и климата. Ведь конец сартанского времени тоже знаменовался регрессией, однако никакого климатического или вегетационного «оптимума» не было, а скорее наоборот, это один из самых суровых периодов плейстоцена.

за зиму, также обусловливало сравнительно небольшой объем талых весенних вод и как следствие этого небольшую высоту паводков. Таким образом, в атлантический период в руслах рек и в прибрежных районах акваторий накапливался, как правило, более тонкодисперсный материал (разумеется, это не относится к участкам, берега которых были полностью сложены песками,— там и в водоемах накапливались пески).

Первая половина атлантического периода характеризуется, судя по спорово-пыльцевым диаграммам, флорами менее ксерофильного облика, чем вторая. Очевидно, на протяжении атлантического времени лесотундровые растительные формации с березой и злаково-осоковыми ассоциациями на юге Ямала сменились растительностью северо-таежного типа с березой, лиственницей и, возможно, елью. Спорово-пыльцевые спектры второй половины атлантического периода из торфяников на юге полуострова отличаются максимальным за голоцен содержанием пыльцы ели, разнотравья и злаков [Васильчук, Серова, 1979]. Мерзлотно-фациальная обстановка южной половины Ямала характеризовалась, по-видимому, резкой дифференциацией по территории. Наряду с формированием здесь сингенетических повторножильных льдов на участках распространения торфяников [Васильчук, 1978] могло происходить прогрессирующее протаивание минеральных сильнольдистых грунтов, сформировавшихся ранее (аналог описываемым условиям можно наблюдать сейчас на юге Якутии, на севере Читинской и Амурской областей в условиях континентального климата).

Следует отметить, что скорость накопления торфа в этот период далеко не на всех торфяниках была максимальной. На торфяных массивах, зародившихся в доатлантическое время, она резко уменьшалась вследствие прогрессирующего иссушения. Так, на торфянике в районе пос. Яптиксале в бореальный период накапливался торф со скоростью 0,3—0,4 см в год, в интервале времени 8960±140 (МГУ-816) —8700±500 (МГУ-713) лет назад накопилось более 1 м торфа. А за бореальный период здесь сформировалась торфяная залежь мощностью 3,5 м, тогда как в атлантическое время накопилось не более 0,5 м торфа (см. рис. 3). Иначе обстояло дело с накоплением торфа на молодых торфяниках, зародившихся в атлантический период. Благоприятные условия вегетации определили бурный рост растений-торфообразователей и интенсивное накопление торфа. Прирост торфяника в долине р. Щучья в период с 7690±110 (ЛУ-1081) по 6140±30 (ЛУ-1082) лет назад составил 3,0 м (разрез описан Н. П. Шелухиным), т. е. средняя скорость прироста торфа превышала 0,2 см в год. Данные о максимальной за голоцен скорости прироста торфяной залежи в атлантический период в низовьях Енисея приводят Л. В. Фирсов и др. [1974].

Ксеротермичность климата, вероятно, вызвала и исчезновение мамонтовой териофауны с территории Ямала. Одним из авторов, совместно с И. Д. Даниловым, в толще I надпойменной террасы в среднем течении р. Юрибей обнаружены бивень и лопаточная кость молодой самки мамонта (определение А. К. Агаджаняна). Захоронение костей датируется по найденной рядом, также in situ, древесине березы атлантическим периодом 7020±100 (МГУ-712) лет назад. Облик миоспоровых спектров (рис. 5, интер. 3,0—1,5 м) указывает на произрастание поблизости также ели и сосны, т. е. растительности, близкой к северотаежному типу.

В верхней части разреза I морской террасы о. Белый атлантический период выделяется особенно четко (рис. 6) по доминирующей роли древесной пыльцы (до 90%), среди которой много кедра и ели (50—70 и 15—22% соответственно). Несмотря на довольно высокое положение уровня моря в субаквальных условиях, здесь в атлантическое время формировались сингенетические повторножильные льды, зародившиеся, вероятно, в конце бореального периода. Это происходило в результате промерзания морской воды до дна, несмотря на ее повышенную (по

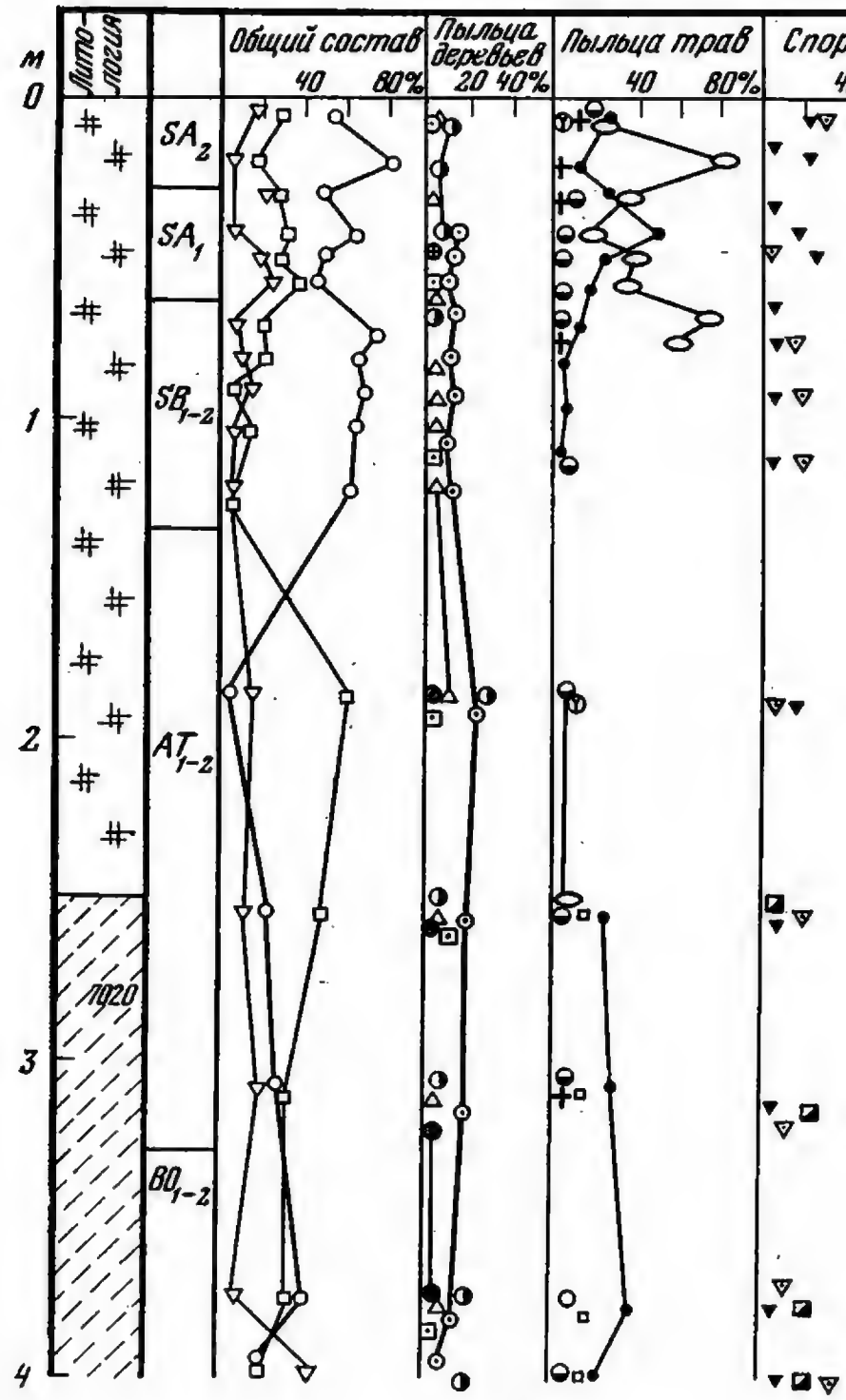


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника в среднем течении р. Юрибей

Условные обозначения см. рис. 1, 2, 3, 4

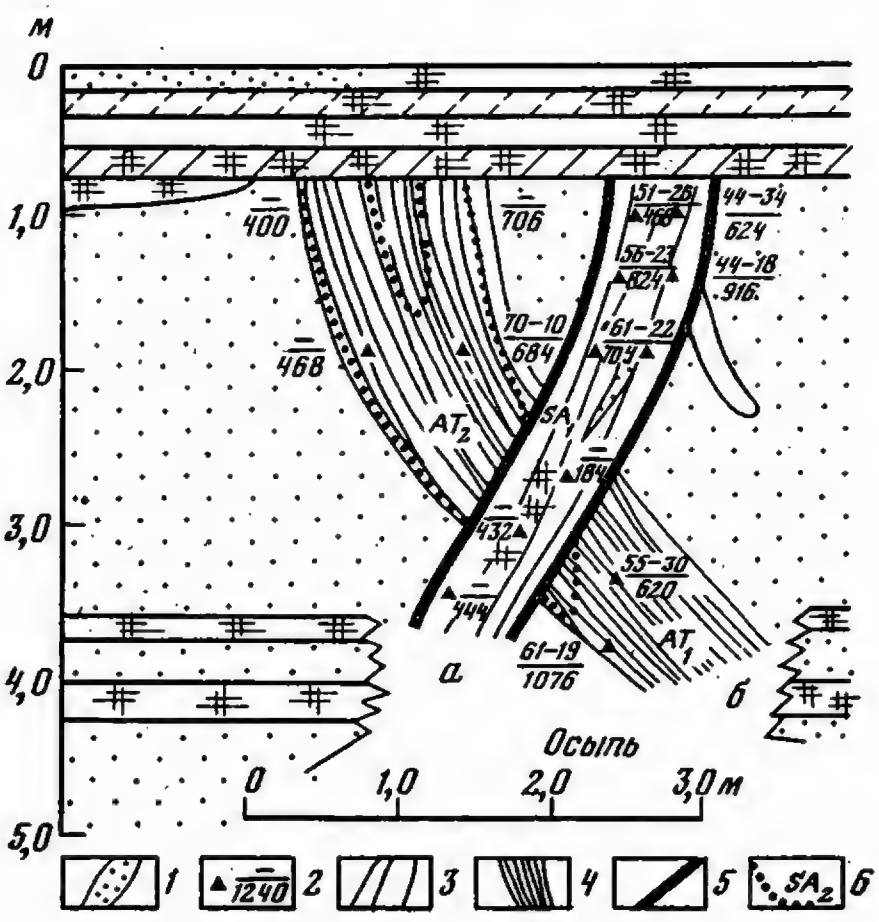


Рис. 6. Сингенетические повторножильные льды, зародившиеся в субатлантический (*а*) и в атлантический (*б*) периоды голоцена в отложениях I морской террасы о. Белый

1 — ксенолиты грунта в теле ледяных жил; *2* — точки опробования: в числителе — процентное содержание пыльцы древесных пород (первая цифра) и кустарников, кустарничков и трав (вторая цифра), в знаменателе — содержание воднорастворимых солей в граммах; *3* — лед жилы второй генерации; *4* — лед жилы первой генерации; *5* — лед «каймы»; *6* — граница зон повторножильного льда, сформировавшегося в различные периоды голоцена. Остальные условные обозначения см. рис. 3, 4

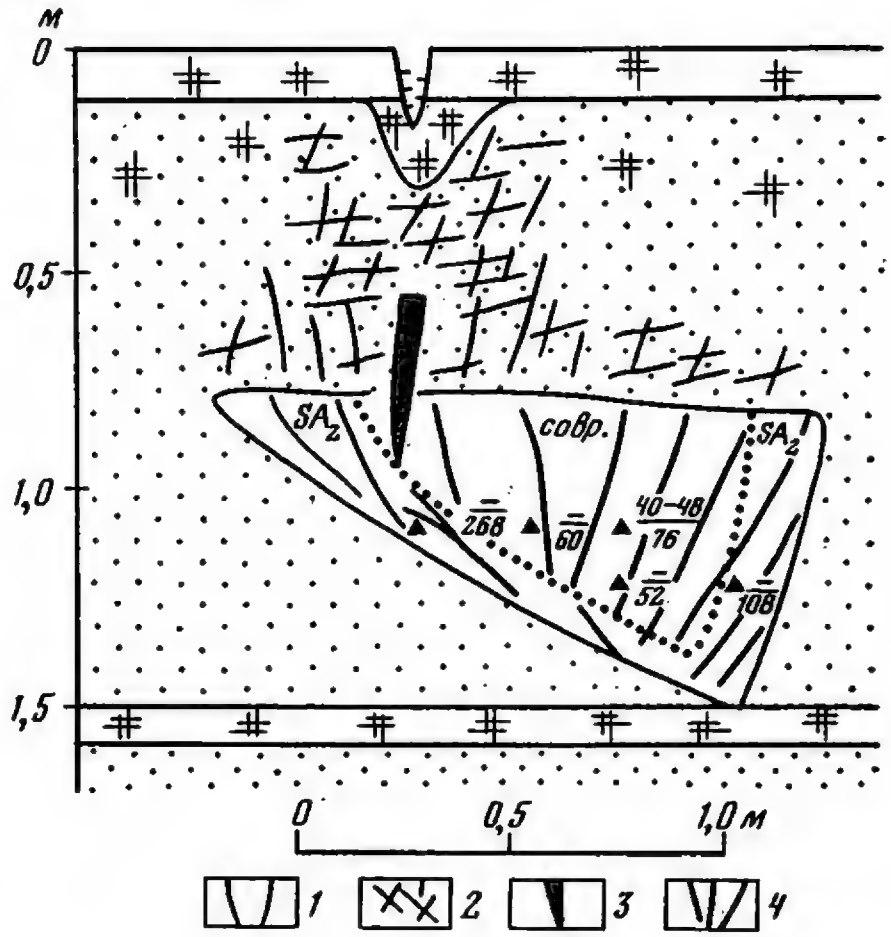


Рис. 7. Сингенетический повторножильный лед, формирующийся в современных отложениях высокой лайды о. Белый

1 — зияющая морозобойная трещина;
2 — сетчатая криогенная текстура вмещающих жилы отложений;
3 — годичная элементарная жилка;
4 — вертикальнослоистый повторножильный лед.

Остальные условные обозначения см. рис. 3, 6

сравнению с современной) соленость. О повышении солености Полярного бассейна в атлантический период свидетельствует состав воднорастворимых солей сингенетичных этому периоду повторножильных льдов, формировавшихся в субаквальных условиях (см. рис. 6). На сингенез жил наряду с основными криогенными признаками указывает сходство миоспоровых спектров жил и вмещающих отложений, накопившихся в атлантическое время. Общее количество воднорастворимых солей в них в 5—8 раз превышает количество солей в современных сингенетических жилах, формирующихся на лайде (рис. 7), и близко к составу морской воды. Примечательно, что субаквальное формирование многолетнемерзлых пород и рост жил в них происходили в атлантический период на 50—100 км южнее, чем в настоящее время. Наряду с продвижением на юг границы сингенетического роста жил происходила и деградация бугров пучения на южном Ямале. Это было связано с увеличением глубин сезонного протаивания, которое, достигая сильнольдистых горизонтов в верхних частях разрезов бугров, вызывало прогрессирующий термокарст.

Среднегодовые температуры грунтов Ямала в атлантический период вследствие малого количества снега и сильного выхолаживания в зимнее время были, вероятно, ниже современных (возможно, в отдельных районах на 5—6° ниже современных), изменяясь от —2÷4°, а местами и —6÷7° на юге до —10÷12° на севере Ямала и о. Белый.

СУББОРЕАЛЬНЫЙ ПЕРИОД

В суббореальный период северная граница леса сильно отступает, лесная растительность даже в южной половине Ямала замещается вначале на лесотундровую, а затем на типично тундровую [Васильчук, 1978]. Здесь лишь по долинам рек сохраняются сосна, береза, кедр.

На основании спорово-пыльцевых спектров повторножильных льдов можно заключить, что жилы, синхронные суббореальному периоду, формировались сингенетическим способом, в основном на самом севере полуострова. Причиной уменьшения ареала синкриогенных жил, очевидно, послужило увеличение количества снега и уменьшение амплитуд температур зимнего периода (ход зимних температур стал более равномер-

ным, сгладились резкие выбросы в отрицательную сторону), а также увеличение среднегодовых температур грунта. Это повлекло за собой уменьшение интенсивности морозобойного растрескивания на севере и прекращение его на юге полуострова. Летний период, судя по составу растительности, реконструируемому по спорово-пыльцевым спектрам, также характеризовался большим количеством осадков, повышенной облачностью, невысокими положительными температурами периода вегетации растений.

Одной из причин, приводивших к этому, могло быть повышение уровня Полярного бассейна, что привело к довольно значительному сокращению площади суши (см. рис. 1, *в*). Особенно глубокой была ингрессия по долинам рек Мордыяха, Нябыяха, Венуйеуо, Сабъяха, Тамбей. Здесь образовались обширные эстуарии (подобные современному заливу Шарапов Шар). Наряду со следами в строении низких террас (флишоидный характер слоистости, наличие отложений субаквального генезиса с миоспоровыми спектрами, интерпретируемыми как суббореальные поверх субаэральных осадков, формировавшихся в атлантическое время) эта недавняя ингрессия оставила отпечаток и на рельефе молодых поверхностей. В низовьях названных выше рек рельеф пойм сходен по характеру с рельефом молодых маршей, здесь наблюдается огромное количество остаточных озер. Особенно отчетливо это прослеживается на поймах рек Западного Ямала. В заливах, формировавшихся здесь в суббореальное время, вода имела значительную соленость и после понижения уровня моря, в остаточных озерах сохранилась соленой до настоящего времени, несмотря на интенсивное распреснение атмосферными и паводковыми водами. В результате аэровизуальных наблюдений нами было установлено разительное морфологическое сходство поверхности высокой поймы в низовьях рек Мордыяха и Нябыяха с поверхностью островов Шараповы Кошки, молодость которых не вызывает сомнений. Ингрессия по долинам рек привела к полному затоплению пойм и большинства первых террас в северной половине Ямала вблизи побережий, а иногда здесь затапливались и отдельные пониженные участки доголоценовых террас. Показательно, что торфяник на I террасе у пос. Яптиксале был погребен слоем засоленных лагунно-морских песков (см. рис. 3, интер. 1,4—2,0 м), накопившимся, судя по датировке залегающего выше опесчаненного аллохтонного торфа, 1580±210 (ГИН-2638а) лет назад, и по миоспоровым спектрам из самого песка — в суббореальный период. Затопление торфяника и захоронение его песком препятствовало дальнейшему накоплению автохтонного торфа, одновременно прекратился рост повторножильных льдов, сформировавшихся, судя по составу миоспоровых спектров в жиле, захороненной в торфе, в атлантический период. Повышение уровня моря обусловило более тесную связь Полярного бассейна с Атлантикой, что способствовало проникновению теплых атлантических вод к северным берегам Ямала. Это привело к уменьшению степени континентальности климата, увеличению облачности и осадков, особенно снега.

Отсутствие сингенетических повторножильных льдов, синхронных суббореальному периоду, указывает на значительное повышение среднегодовых температур мерзлых пород, неблагоприятное для формирования жил на большей части полуострова. Только на самом севере Ямала сохранились относительно низкотемпературные толщи. Здесь среднегодовая температура, вероятно, составляла —6÷8° С (см. рис. 1, *в*).

Разрезы, свидетельствующие о значительном (на 4—7 м) повышении уровня моря в суббореальный период, отмечены нами и на о. Белый. Озерные суглинки и глины атлантического времени, формировавшиеся в остаточных водоемах на поверхности I террасы, перекрыты морским засоленным песком со спектрами пыльцы и спор, сходными с суббореальными. На это же указывают и материалы, полученные В. М. Леоно-

вым. Торфяная линза, вложенная в отложения I террасы на западном берегу острова, имеет датировку 8500±120 (ЛУ-1151) лет назад. В верхней своей части она перекрыта слоистой толщей, представленной переслаиванием торфа с грязно-бурыми песками, вероятно, прибрежного генезиса. Наглядным доказательством интенсивной ингрессии морских и лагунно-морских вод по долинам рек в суббореальный период служит констративный тип аллювия с маркирующим горизонтом субаэрального погребенного торфа атлантического возраста в разрезах ряда пойм Ямала. Нами такое строение аллювия описано в устьевых и средних частях рек как на западе, так и на востоке полуострова, в долинах рек Лякката-сё, Сёяха, Тамбей, Харасовая и др., на глубинах от 5,0 до 7,0 м. В составе спорово-пыльцевых остатков в торфе явно доминирует пыльца древесных форм растительности, а перекрыт торф песками, имеющими косую и кососрезанную слоистость, указывающую на их накопление в русловых условиях. Пески, как правило, вмещают пыльцу и споры, в которых заметно преобладание кустарничковых и травяных растений (что вообще само по себе достаточно интересно, поскольку в современных русловых песках чаще всего доминирует пыльца деревьев), дающих основание для датирования песков субборе альным периодом.

В южной половине Ямала и в верховьях рек северной половины суббореальная ингрессия, вероятно, не столь существенно сказалась на режиме осадконакопления. Здесь на поверхности I террасы торфонакопление продолжалось непрерывно. Суббореальная ингрессия подтопила в этих районах только поверхность пойм. Однако она все же существенно повлияла на палеогеографические условия этих территорий, вызвав в ряде районов существенное повышение среднегодовых температур многолетнемерзлых толщ. Это привело к продвижению на север ареала многолетних бугров пучения сегрегационного типа. Наряду с этим на отдельных участках территории произошло ослабление процесса термокарста вследствие уменьшения глубин летнего протаивания. Повышение среднегодовых температур грунта по сравнению с атлантическим временем составляло, вероятно, от 2 до 4° С, и они в большинстве районов полуострова достигали современных значений (см. рис. 1, *в*).

СУБАТЛАНТИЧЕСКИЙ ПЕРИОД

В субатлантический период ландшафтная обстановка на юге Ямала вновь несколько трансформировалась. Спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о наступлении здесь климатических условий, близких к условиям периода «оптимума». По долинам рек здесь вновь на север продвигаются древесные формы растительности. Однако в центральных районах и на севере Ямала деревья уже не поселялись, судя по отсутствию здесь находок древесины субатлантического возраста. Понижение уровня моря вызвало увеличение площади суши (см. рис. 1, *г*). С субатлантической регрессией связано завершение формирования первого террасного уровня в его современном облике и накопление тонкодисперсной толщи отложений, венчающей разрезы современной высокой поймы и лайды. Мощность этой супесчано-суглинистой (часто сильно оторфованной фации), накопившейся в субатлантический период, колеблется от 1 до 3 м. Эти отложения практически повсеместно промерзали сингенетически, что привело к высокому содержанию мезотекстурообразующего льда в них (величина объемной льдистости часто превышает 40—60%) и к большим значениям макрольдистости за счет повторножильных льдов (до 20—30%). В формировании последних в толще современных отложений поймы и лайды особую роль сыграла повышенная оторфованность грунтов, так как даже верхняя часть сезоннопротаивавшего слоя, несмотря на относительно сухой летний период, сохраняла достаточное для роста ледяных жил количество влаги.

Небольшая высота снежного покрова и связанные с этим низкие среднегодовые температуры грунтов, а также тонкодисперсный характер отложений способствовали тому, что в субатлантический, как и в атлантический, период интенсивность роста повторножильных льдов была наибольшей за голоцен (а, вероятно, и за весь кайнозой). Цикличность в формировании повторножильных льдов отразилась на их строении — в большинстве разрезов пойм и лайд южных и центральных районов Ямала жилы имеют двух- а иногда и трехъярусное строение. Жилы нижнего яруса имеют, как правило, большую ширину (до 2,5—3,0 м) и залегают на глубине до 2—3 м. Они сформировались в атлантический и частично в суббореальный (очень редко) периоды. Жилы верхнего яруса, образовавшиеся, судя по облику миоспоровых спектров, в субатлантическое время, залегают вблизи подошвы сезонноталого слоя — ширина их в верхней части редко достигает 1,0 м. Различия в глубине залегания голов жил возникли в результате перерыва в приросте жил нижнего яруса и частичного их протаивания во время суббореальной ингрессии. В строении жил северного Ямала и о. Белый два яруса встречаются очень редко, так как развитие жил здесь продолжалось в течение всего голоцена, без перерывов и протаивания, хотя скорость их прироста в суббореальный период несколько замедлялась.

Низкие температуры воздуха и небольшая высота снежного покрова в зимние периоды субатлантического времени способствовали интенсивному выхолаживанию верхних горизонтов многолетнемерзлых пород. Все вышеизложенное говорит о том, что среднегодовые температуры пород на территории полуострова были несколько ниже современных, они на юге Ямала, вероятно, составляли —2÷5°, а на севере —9÷11° С.

После субатлантического времени степень континентальности климата несколько уменьшилась, отступила на юг древесная растительность в долинах рек южного Ямала, вероятно, уменьшилась ледовитость Полярного бассейна. Это привело к некоторому увеличению среднегодовых температур многолетнемерзлых пород, правда, не настолько большому, чтобы существенно изменить их температурное поле на самом севере Западной Сибири. Здесь в историческое время по-прежнему продолжается интенсивный рост древних жил и формирование новых [Васильчук, 1981]. Современное повышение среднегодовых температур воздуха и пород происходит отчасти и в результате накопления углекислого газа в атмосфере за счет антропогенной деятельности, что особенно сказывается на климате высоких широт [Будыко, 1980].

Можно констатировать, что голоцен является важнейшим этапом формирования современного облика Ямала. В этот период на территории полуострова отчетливо выделяются два временны́х интервала с мягкой («морской») палеогеографической и палеотемпературной обстановкой — бореальный и суббореальный периоды (см. рис. 1, *а*, *в*) и два сравнительно континентальных интервала — атлантический и субатлантический периоды (см. рис. 1, *б*, *г*). Из этого видно, что дальние палеогеографические корреляции голоцена Ямала и сопредельных районов не всегда оправданы. История развития палеогеографической обстановки Ямала отличается даже от более южных районов Западной Сибири, где, например, суббореальное время, судя по исследованиям Н. А. Хотинского [1977], отличается несколько большей континентальностью. Это — характерное проявление гетеродинамичности голоценовой истории и яркой выраженности провинциальных особенностей Ямала. Очевидно, климатический тренд вызывался синхронным изменением определяющих его факторов. Однако трансформация этих изменений в различных природных обстановках континентальной и приморской частей Западной Сибири была существенно разной.

ЛИТЕРАТУРА

Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1967.

Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Васильчук Ю. К. Особенности современного формирования полигонально-жильных льдов на севере Западной Сибири.—В кн.: Материалы V науч. конф. молодых ученых «Мерзлотоведение». М.: МГУ, 1978.— Рукопись деп. в ВИНИТИ, № 3627-78. Деп.

Васильчук Ю. К. Голоценовые сингенетические повторно-жильные льды п-ова Явай.— Инженерные изыскания в стр-ве, 1981, сер. 1, вып. 2.

Васильчук Ю. К., Серова А. К. Применение палинологического анализа при изучении динамики криогенных явлений и генезиса подземных льдов.— В кн.: Материалы VI науч. конф. аспирантов и молодых ученых «Мерзлотоведение». М.: МГУ, 1979. Рукопись деп. в ВИНИТИ, № 3901-79. Деп.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

Фирсов Л. В., Троицкий С. Л., Левина Т. Н., Никитин В. П., Панычев В. А. Абсолютный возраст и первая для севера Западной Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 41.

Хотинский Н. А. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.791(571.551)

В. И. ГУДИНА, В. Д. КРЮКОВ, Л. К. ЛЕВЧУК, Л. А. СУДАКОВ

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

Геолого-геоморфологические работы, проведенные сотрудниками НПО «Севморгео» в 1974—1975 гг. на п-ове Челюскин (северо-восточный Таймыр) и исследования фораминифер в Лаборатории микропалеонтологии ИГиГ СО АН СССР позволили получить новые данные по стратиграфии четвертичных отложений.

Имеющиеся сведения о строении четвертичной толщи района ограничиваются материалами, собранными при проведении геологической съемки. Интерпретация возраста и генезиса отложений основывалась преимущественно на геоморфологических методах и в значительной степени устарела.

Впервые для плейстоценовых отложений рассматриваемой территории произведен анализ фораминифер, сыгравший существенную роль при стратификации широко распространенных здесь морских толщ. Результаты палинологических исследований и анализа диатомовой флоры оказались менее эффективными при стратиграфических построениях.

Изучение четвертичных отложений произведено по естественным обнажениям, расположенным в основном в пределах Ленинградской низменности и долины р. Гольцовая (рисунок).

В разрезе четвертичной толщи района выделены: верхнечетвертичные морские и прибрежно-морские отложения казанцевского горизонта; верхнечетвертичные морские и прибрежно-морские отложения каргинского горизонта; верхнечетвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения сартанского горизонта; современные аллювиальные, прибрежно-морские, озерно-болотные и элювиально-делювиальные отложения.

Морские и прибрежно-морские казанцевские отложения слагают серию регрессивных террас, широко развитых в Ленинградской низменности и в долине р. Гольцовая, в интервале высот от 40 до 130 м. Они представлены песчаными и песчано-гравийными, реже глинисто-алевритовыми породами, с размывом залегающими на верхнемезозойских и перекрытыми местами, по-видимому, зырянскими (обн. 70) или прислоненными к ним каргинскими отложениями. Казанцевские отложения по литологической и палеонтологической характеристике разделяются на две толщи: нижнюю и верхнюю.

Отложения нижней толщи были установлены в бассейне р. Каменная — левого притока р. Ленинградская (обн. 657—42,5—50,5 м, обн. 70 — 45,5—50,0 м, обн. 362—60,0—64,0 м, обн. 261 — 56,0—61,5 м и др.).

Обобщенный разрез их представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Пачка неяснослоистых алеврито-песчано-глинистых пород темно-серого цвета с многочисленными моллюсками в виде целых раковин, отдельных створок и обломков Neptunea sp., Portlandia sp., Ciliatocardium ciliatum (Fabricius), Astarte borealis (Schumacher), A. crenata (Gray), A. montagui Dillwun, Macoma calcarea (Gmelin), Hiatella arctica (Zinne). По заключению С. Л. Троицкого, данный комплекс моллюсков характерен для отложений не древнее казанцевских.

В этой пачке (обн. 362—40,0—45,0 м) найден обедненный комплекс преимущественно холодноводных фораминифер, состоящий из 12 видов и подвидов — Haynesina

asterotuberculata (Voorthuysen), H. orbicularis (Brady), Retroelphidium boreale (Nuzhdina), Cassandra inflata (Gudina), Cribroelphidium goesi goesi (Stshedrina), Buccella frigida (Cushman) и др. Все они встречаются в незначительном количестве — до 10 экз.

2. Пачка преимущественно песчаных, мелко- и тонкозернистых пород коричневатой и светло-серой окраски с маломощными прослоями алевритов. Изредка отмечаются включения гравия, гальки и угольной крошки. Повсеместно встречаются неопределимые обломки Bivalvia и Gastropoda (обн. 657—42,5—50,0 м, обн. 70—45,5—47,0 м).

3. Пачка преимущественно неяснослоистых алеврито-глинистых пород темно-серого цвета (обн. 70—47,0—50,0 м, обн. 261—56,0—58,0 м). Как и в пачке 1, здесь отмечаются целые раковины, отдельные створки и обломки Oenopota sp., Nuculana pernula costigera Leche, Ciliatocardium ciliatum (Fabricius), Astarte borealis placenta Mörch, A. montagui (Dillwyn), Macoma calcarea (Gmelin). Этот комплекс моллюсков свойствен открытым частям морского бассейна.

4. Пачка косослоистых песков различной зернистости серого и желтовато-серого цвета с включением гравия и гальки. В основании пачки прослои песчано-глинистых алевритов (обн. 22—50,0—60,0 м, обн. 17—50,0—68,0 м, обн. 261—58,0—61,5 м, обн. 362—60,0—64,0 м). Присутствуют моллюски Astarte sp., A. borealis placenta Mörch, A. montagui (Dillwyn), Hiatella arctica (Linne), Mya truncata Linne. Большинство из этих видов характерно для песков средней сублиторали относительно холодного моря.

Общая мощность нижней толщи около 30 м.

В отложениях 2—4 пачек обнаружено большое число фораминифер разнообразного систематического состава — свыше 40 видов и подвидов. Во всех описанных пачках это довольно стабильный комплекс, в котором доминируют эльфидииды и кассидулиниды: Retroelphidium hyalinum (Brodniewicz), R. boreale (Nuzhdina), R. atlanticum (Gudina), Cassidulina subacuta (Gudina), Cassandra helenae (Feyling—Hanssen), Planocassidulina norcrossi (Cushman), Haynesina orbicularis (Brady). Группа акцессорных видов многочисленна и разнообразна, особенно в пачках 3 и 4. Она представлена формами родов Lagena (L. apiopleura, L. gracillima, L. meridionalis), Oolina (O. melo), Fissurina (F. sacculus, F. semimarginata), Buccella (B. frigida, B. ex gr. depressa) и др. Стеногалинные виды (Cassidulina subacuta, Cassandra helenae, C. inflata, Islandiella islandica, Planocassidulina norcrossi) присутствуют в комплексе в значительном количестве (до 50—100 экз. каждого из них). По количеству видов в комплексе преобладают тепловодные (бореальные и аркто-бореальные) формы, которые составляют 65% от всего комплекса. Однако группа холодноводных (арктических и бореально-арктических) хоть и меньше по числу видов (35%), но довольно многочисленна по количеству экземпляров. Зоогеографический тип комплекса — аркто-бореальный, со значительным числом бореальных форм. Видовой состав комплекса свидетельствует о близкой к нормальной морской солености вод, глубинах в пределах 100 м.

Верхняя толща казанцевского горизонта сложена в основном грубозернистыми, реже мелко-, среднезернистыми песками желтовато-серой окраски. Довольно многочисленны включения гравия и гальки, местами образующие маломощные прослои. В отложениях верхней толщи встречаются большие скопления раковин моллюсков, образующих в отдельных прослоях сплошной ракушечник. Преобладают Hiatella arctica (Linne) и Mya truncata Linne, встречающиеся повсеместно. Реже отмечаются Astarte sp., Macoma sp., Serripes groenlandicus (Bruguiere), Astarte borealis (Schumacher). В истоках р. Гольцовая (абс. отм. 110 м) встречен Chlamys islandicus (Müller) — вид, не доходящий сейчас до берегов Таймыра.

В пробах, анализировавшихся на фораминиферы, в большинстве случаев встречено от 100 до 400 экз. (обн. 71 — 110,0—113,0 м, обн. 373 — 130,0—132,6 м, обн. 671 — 107,0—110,0 м). Всего обнаружено 48 видов и подвидов фораминифер. Доминируют в комплексе Retroelphidium boreale, Cribroelphidium goesi goesi, C. granatum, Haynesina orbicularis,

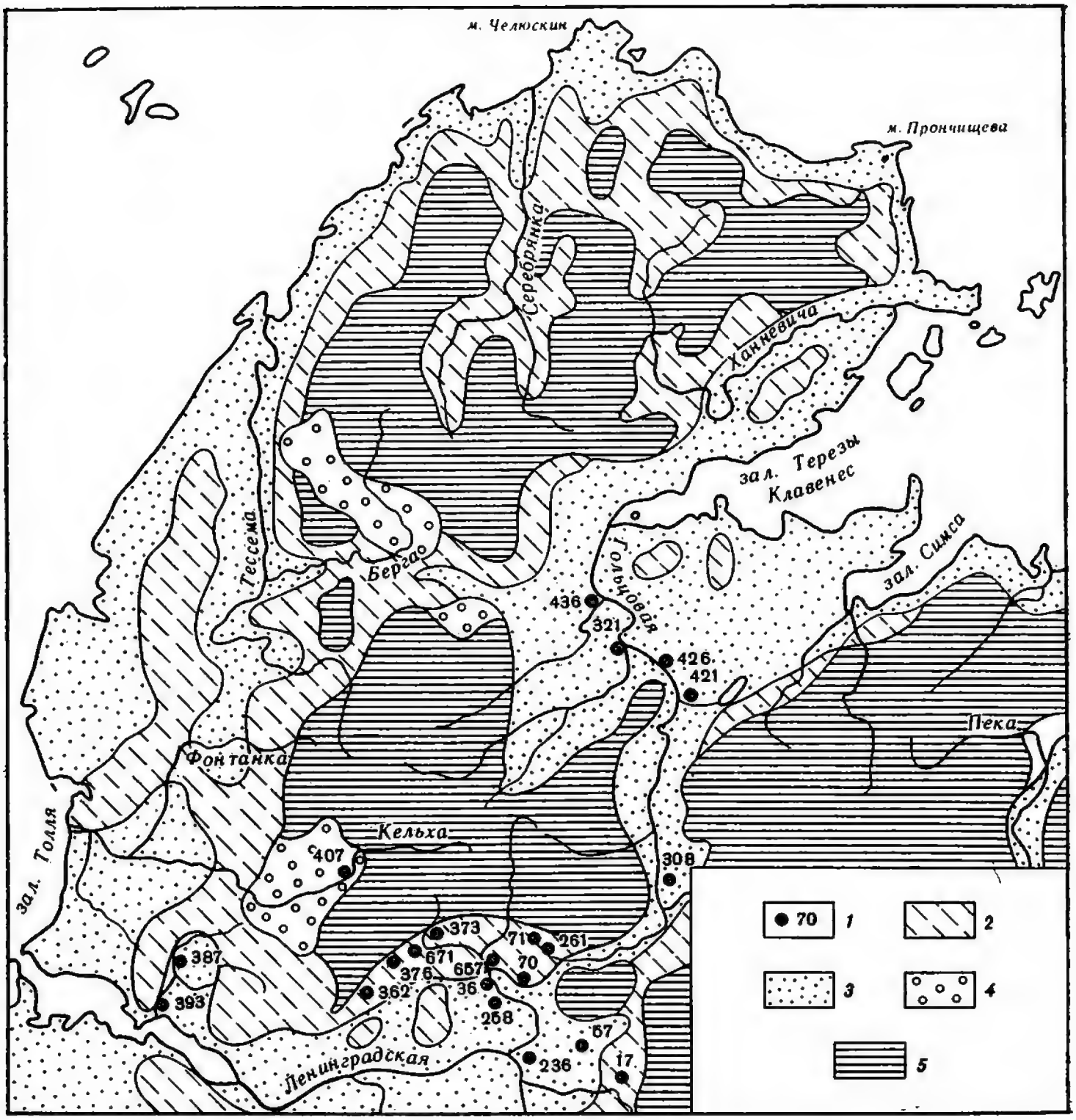


Схема верхнеплейстоценовых отложений северо-восточного Таймыра

1 — изученные разрезы и их номера; *2—5* — распространение отложений: *2* — казанцевских, *3* — каргинских, *4* — сартанских, *5* — элювиально-делювиальных

Cribrononion incertus, Astrononion gallowayi, Buccella depressa. Акцессорная группа очень разнообразна по своему составу: виды родов Fissurina, Oolina, Lagena, разнообразные довольно многочисленные букцеллы (Buccella inusitata, B. frigida, B. troitzkyi, B. ex gr. depressa) и квинквиелокулины (Quinqueloculina deplanata, Q. ovifornis, Q. longa). Единичны виды Ammonia batava, Trichochyalis bartletti, Pyrulina cilindroides, Cyclogyra involvens и ряд других. Эвригалинные формы преобладают в комплексе как по числу видов, так и по количеству экземпляров. Видовой состав свидетельствует о глубинах моря, не превышающих 50 м, и несколько пониженной солености. По зоогеографической структуре комплекс бореальный. Его тепловодность, по-видимому, обусловлена главным образом хорошей прогреваемостью за счет мелководности бассейна. Этот комплекс можно рассматривать как регрессивный вариант казанцевского комплекса фораминифер.

Итак, в казанцевских отложениях изученного района установлено 24 местонахождения раковин морских моллюсков (в нижней толще —

10, в верхней — 14), определено 17 их видов и подвидов. В зоогеографическом отношении основная часть их относится к аркто-бореальным формам. Типично бореального элемента в этом комплексе не встречено. Однако на его возможное отсутствие в казанцевском комплексе указывал в свое время В. Н. Сакс [1945]. В большинстве местонахождений казанцевских моллюсков (в обеих толщах) основу ископаемых сообществ составляют аркто-бореальные виды Astarte borealis, Macoma calcarea, Hiatella arctica и Mya truncata. Присутствие в отложениях нижней толщи таких арктических форм, как Astarte borealis placenta, A. crenata, A. montagui, может быть связано с изменением фациальной обстановки и в меньшей степени с ухудшением климатических условий. Как следует из описания разрезов, большинство находок приурочено к алеврито-глинистым фациям, накопление которых происходило на достаточно больших глубинах бассейна.

Для определения казанцевского возраста рассмотренных отложений важную информацию дали фораминиферы. Всего в разрезах обеих толщ определено около 70 видов и подвидов фораминифер, несколько больше, чем в казанцевском комплексе Енисейского Севера и западной части Таймырской низменности [Гудина, 1969]. Наиболее характерны для казанцевских отложений следующие формы: Retroelphidium boreale, Haynesina magna, Buccella depressa, Pyrulina cylindroides, Triloculina trihendra, Lagena meridionalis, Trichohyalis bartletti. В целом комплекс фораминифер в изученных казанцевских отложениях представляет собой закономерный переход от более глубоководной аркто-бореальной со значительным числом стеногалинных видов к более мелководной ассоциации фораминифер с большим числом бореальных и эвригалинных видов.

Палинологическое изучение казанцевских отложений показало, что общим для спектров является значительное содержание переотложенных мезозойских форм (до 50,0%). Среди четвертичных форм преобладает пыльца древесных (от 22,3% до 60,6%), пыльца трав и споры содержится в примерно одинаковых количествах — от единичных зерен до 24,0%. В составе пыльцы древесных доминирует ель (34,8—85,7%). Почти во всех образцах встречается пыльца березы, кедра сибирского, ольхи, единичные зерна пихты. В группе трав встречена пыльца Caryophylaceae, Gramineae, Cyperaceae, а также разнотравья. Споры в основном представлены зелеными и сфагновыми мхами и папоротниками. Приведенные спектры очень близки таковым из казанцевских отложений низовьев Енисея, Таймырской низменности и восточной части Таймырского полуострова [Бердовская и др., 1970; Никольская, 1980].

Более молодые каргинские отложения слагают террасы высотой 10,0—50,0 м, которые широко развиты вдоль побережий морей Карского и Лаптевых и глубоко вдаются в сушу по долинам рек Ленинградская и Гольцовая. Отложения представлены песками, алевритами, глинами. В кровле террас развиты песчано-гравийно-галечные породы. В тех случаях, когда подошва каргинских отложений вскрыта эрозией, установлено, что они залегают на размытой поверхности юрско-меловых или четвертичных—казанцевских отложений. По окраинам плато Лодочникова они перекрыты местами флювиогляциальными отложениями сартанского горизонта.

Наиболее полно каргинские отложения изучены в Ленинградской низменности (обн. 236 — 5,0—20,0 м, обн. 258 — 10,0—20 м, обн. 57 — 29,0—34,0 м, обн. 663—39,0—40,0 м) и долине р. Гольцовая (обн. 321 — 9,0—27,0 м, обн. 308 — 35,0—48,0 м, обн. 421 — 13,0—28,0 м, обн. 436 — 7,0—16,0 м, обн. 426 — 10,0—13,0 м). Разрезы их на этих участках несколько отличаются. Типичный для Ленинградской низменности разрез, встреченный в приустьевой части р. Каменная (обн. 236), приводится ниже (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алеврит глинистый темно-серый	0,3
2. Песок преимущественно среднезернистый, серого цвета, с редкими включениями гравия и гальки	3,2
3. Алеврит песчаный, серый, с мелкой рассеянной крошкой бурого угля	2,7
4. Песок мелкозернистый, с рассеянной угольной крошкой	5,5
5. Песок крупнозернистый, серый, с гравием и галькой до 10% объема породы. Встречаются обломки бурого угля, иногда они концентрируются в нечеткие прослои. К верхней части слоя количество гравия и гальки существенно увеличивается и достигает 20% объема породы . . .	3,3

В слоях 4—5 обнаружено 80 экз. раковин фораминифер: Retroelphidium atlanticum (Gudina), Haynesina orbicularis (Brady), Protelphidium lenticulare Gudina, Cribroelphidium granatum (Gudina), Islandiella islandica (Norvang), Planocassidulina norcrossi (Cushman), Astrononion gallowayi Loeblich et Tappan и др., которые слагают относительно холодноводный комплекс.

В некоторых обнажениях (обн. 258) мощность нижнего алеврито-глинистого горизонта, залегающего непосредственно на верхнеюрских породах, увеличивается до 2,5 м, и в нем обнаружен довольно богатый комплекс фораминифер, состоящий из 32 видов и подвидов. Доминантными видами для этого комплекса являются Cibicides rotundatus Stshedrina и Trifarina angulosa (Williamson). В значительном количестве присутствуют Retroelphidium atlanticum (Gudina), Haynesina orbicularis (Brady), Cassidulina subacuta (Gudina), Planocassidulina norcrossi (Cushman) и др. Группа акцессорных видов представительна и разнообразна. Ее слагают в основном аркто-бореальные (Astrononion gallowayi, Melonis zaandamae, Stainforthia loeblichi, Pateoris circularis, Oolina melo, Fissurina serrata, F. semimarginata, Lagena apiopleura), бореальные (Haynesina asterotuberculata, Asterigerinata pulchella, Buccella troitzkyi, Oolina hexagona, Elphidiella tumida) и лузитанские (Sigmomorphina undulosa, Trifarina angulosa) виды. Состав и структура комплекса свидетельствуют о глубинах вод в пределах верхней сублиторали, солености, близкой к нормальной, и низких положительных температурах придонных вод летом и отрицательных — зимой.

В основании песчаной пачки встречены немногочисленные створки раковин Macoma calcarea и Hiatella arctica, а в верхней части разреза — только обломки Hiatella arctica.

Особенность состава каргинских отложений долины р. Гольцовая — преобладание в разрезах алеврито-глинистых разновидностей пород. Мощность глинистых алевритов достигает 14 м (обн. 321, 308). В них также отмечается довольно разнообразный в видовом отношении комплекс фораминифер, правда, в меньшем количестве (23 вида и подвида). В комплексе также доминируют Cibicides rotundatus, Astrononion gallowayi, Retroelphidium atlanticum и Cassidulina subacuta. Акцессорная группа представлена рядом довольно теплолюбивых видов (Asterigerinata pulchella, Oolina globosa, O. melo, Fissurina semimarginata, Discorbis deplanatus, Stainforthia loeblichi и др.). Среди них присутствуют и единичные холодноводные виды и подвиды (Cribrononion obscurus, Haynesina orbicularis, Cribroelphidium goesi goesi и Islandiella islandica). В целом комплекс по зоогеографическому типу бореальный, характеризует незначительную глубину вод, около 50 м, соленость, близкую к нормальной морской.

Лежащая выше часть разреза мощностью 10 м представлена песками, но и они на 42—48% насыщены алевритовыми частицами. В алевритовых песках наблюдается довольно много обломков и створок раковин Astarte borealis и Mya truncata.

В большинстве обнажений разрез завершается грубозернистыми серыми песками мощностью 2—3 м с многочисленным гравием, иногда концентрирующимися в отдельные прослои, реже обломочный материал

представлен некрупной галькой, иногда с единичными плохой сохранности переотложенными фораминиферами. Общая мощность каргинских отложений в бассейне р. Гольцовая около 25 м.

Морские моллюски из этих отложений представлены только арктобореальными видами Astarte borealis, Macoma calcarea, Hiatella arctica и Mya truncata. Все они являются широко распространенными видами в морском плейстоцене и поэтому не могут указывать на возраст вмещающих отложений. Бóльшую информацию в этом отношении дает изучение фораминифер. В исследованных разрезах морских каргинских отложений северо-восточного Таймыра обнаружено 38 видов фораминифер. Обычно в одном образце насчитывается до 25 видов с общим количеством от 1—2 сотен до нескольких тысяч экземпляров.

Комплекс слагают в основном бореальные виды с присутствием единичных лузитанских и бореально-лузитанских форм. Это дает основание оценивать весь комплекс как бореальный. Как уже отмечалось, более богатые комплексы фораминифер приурочены к основанию разрезов, сложенных алеврито-глинистыми породами. Общий состав встреченных здесь фораминифер указывает на формирование вмещающих отложений преимущественно в верхней части сублиторали в условиях открытого моря с нормальной океанической соленостью и положительными летними придонными температурами.

Этот комплекс очень близок к понойскому комплексу фораминифер, впервые установленному В. И. Гудиной [Гудина, Евзеров, 1973] для средневюрмских отложений Кольского полуострова, датированных по C^{14} в интервале 33 000—42 000 лет назад. Показательно для понойского комплекса присутствие в массовом количестве таких видов, как Cibicides rotundatus и Trifarina angulosa. Однако рассматриваемый комплекс фораминифер несколько беднее как по числу видов, так и по количеству экземпляров, хотя следует отметить, что для Сибири и исследуемого района, в частности, это наиболее тепловодный среди известных плейстоценовых комплексов фораминифер [Гудина, 1966, 1969, 1976]. По составу и структуре он близок к малохетскому (каргинскому) комплексу фораминифер, обнаруженному также на Таймыре в бассейне р. Нижняя Таймыра [Кинд, Левчук, 1981]. Кроме того, аналогичные комплексы выявлены на Баффиновой Земле [Feyling-Hanssen, 1976a, b]. Отложения, их содержащие, имеют C^{14} датировки 35 000—42 000 лет назад, что соответствует каргинскому (малохетскому) времени [Кинд, 1974]. Наиболее заметное отличие каргинского комплекса от понойского — существенное сокращение в первом тепловодных элементов. Такое обеднение комплекса, вполне вероятно, связано с меньшим влиянием атлантических вод на гидрологический режим древнего бассейна на Таймыре. Тем не менее в плейстоцене это единственный случай столь далекого проникновения тепловодных комплексов на восток по северному шельфу Евразии. Комплексы такого типа с элементами лузитанской фауны обитают ныне в Северной Атлантике, в зоне влияния течения Гольфстрим [Дигас, 1969, 1970]. Отсюда можно сделать предположение о проникновении в каргинское время в район Таймыра отдельных струй Гольфстрима. Этот факт еще не доказывает, что климат каргинского времени на севере Сибири был теплее казанцевского, но воды каргинского моря на шельфе в момент максимума трансгрессии были теплее, чего нельзя сказать о конечной фазе трансгрессии, когда воды были холоднее, чем в конце казанцевской трансгрессии.

Палинологическое изучение каргинских отложений показало, что в подавляющем большинстве проб отмечается значительное количество спор и пыльцы только мезозойского возраста. Четвертичные формы встречены лишь в пробах из обн. 387, 393 на р. Волчья — правого притока р. Ленинградская. Спектр характеризуется преобладанием пыльцы трав-кустарничков (38,5%) и спор (24,3%) над древесными (20,7%).

Растительность кустарникового яруса представлена пыльцой Betula nana, Alnaster, Salix. Состав пыльцы травянистых растений довольно разнообразен. В этой группе отмечена пыльца семейств Chenopodiaceae, Ericaceae, Gramineae, Artemisia, Cyperaceae и разнотравья. Группа спор состоит главным образом из спор Sphagnum, Polypodiaceae, Lycopodium. Среди древесных наряду с елью (48,4%) значительно содержание березы (до 25%). Выше по разрезу древесной пыльцы становится больше (до 42%), причем преобладает в спектре пыльца хвойных (Picea — 47,5%, Pinus sibirica — 19,6%, Pinus silvestris — 4,2%). Содержание пыльцы древесной березы уменьшается (14,7%). Подобные спорово-пыльцевые спектры установлены для каргинских отложений Таймырской низменности и низовьев Енисея [Баркова, 1963; Никольская 1980].

Отложения сартанского горизонта наиболее широко развиты в юго-восточной части района, прилегающей к зал. Фаддея. Сравнительно небольшие поля сартанских флювиогляциалов установлены по периферии плато Лодочникова. Отложения характеризуются пестрым литологическим составом. Они сложены галечниками, глинисто-алеврито-песчаными породами, содержащими включения валунов и гальки местных пород, песками различной крупности и гравийниками. Сартанские отложения залегают на различных гипсометрических уровнях и имеют покровный характер. Анализ образцов из разрезов сартанского горизонта показал практически полное отсутствие в них микрофауны, спор и пыльцы, а также диатомовой флоры, что в какой-то степени подтверждает их ледниковый и водно-ледниковый генезис.

Возраст отложений устанавливается по соотношению с подстилающими морскими каргинскими образованиями и по аналогии с сопредельными с юго-востока районами Таймыра, где обнаружено, что так называемые «зырянские» ледниковые и водно-ледниковые отложения прислонены в виде террасы либо перекрывают датированные по радиоуглероду каргинские отложения [Макеев, 1975]. Мощность сартанского горизонта от 2—3 до 30—40 м.

Современные отложения в пределах рассматриваемой территории встречаются повсеместно. По генезису они относятся к аллювиальным, морским, озерным, элювиальным и склоновым образованиям.

Аллювиальные отложения слагают русла рек, пойму и I надпойменную террасу. Литологический состав аллювия изменяется в широких пределах — от глыбово-валунного до песчано-гравийного и песчаного, а мощность — от нескольких десятков сантиметров до 4—6 м и более в зависимости от геологических, геоморфологических и гидрологических факторов.

Современные морские отложения развиты по побережью Карского моря и моря Лаптевых, где ими сложена пологонаклонная поверхность пляжа и террасы высотой 2—2,5 м и 5—6 м. Пляжевые отложения обычно представлены хорошо отсортированными песчано-гравийными осадками, среди которых часто фиксируются скопления уплотненных галечников. Террасы наиболее широко развиты по побережью Карского моря, на берегах заливов Терезы Клавенес и Фаддея моря Лаптевых. В строении их принимают участие главным образом алеврито-глинистые, реже песчано-галечные отложения.

ЛИТЕРАТУРА

Баркова М. В. Некоторые данные о палинологических спектрах каргинских отложений района Усть-Порта.— В кн.: Сб. статей по палеонтологии и биостратиграфии НИИГА. Л., 1963, вып. 31.

Бердовская Г. Н., Гей Н. А., Макеев В. М. Палеогеография северо-восточного Таймыра в четвертичное время (по геологическим и палинологическим данным).— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970.

Гудина В. И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966.

Гудина В. И. Морской плейстоцен Сибирских равнин: Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 63).

Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 314).

Гудина В. И., Евзеров В. Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973 (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 175).

Дигас Л. А. Зависимость распределения фораминифер от атлантических водных масс в промысловом районе Копытово.— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1969, вып. V.

Дигас Л. А. Зоогеографическое районирование Баренцева моря по фораминиферам.— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1970, вып. VI.

Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974.

Кинд Н. В., Левчук Л. К. Морские каргинские отложения в бассейне Нижней Таймыры и их микропалеонтологическая характеристика.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1981, № 51.

Макеев В. М. Геоморфология северо-восточного Таймыра: Автореф. дис. ...канд. геогр. наук. Л., 1975.

Никольская Н. В. Палеоботаническая характеристика верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Таймыра.— В кн.: Палеопалинология Сибири: (К V Междунар. палинол. конф. Кембридж, Англия, 1980). М.: Наука, 1980.

Сакс В. Н. Четвертичные отложения Таймырского полуострова и прилегающих островов.— Пробл. Арктики, 1945, № 2.

Feyling-Hanssen R. W. A Mid-Wisconsinian interstadial on Broughton island, Arctic Canada, and its foraminifera.— Arct. and Alp. Res., 1976a, vol. 8, N 2.

Feyling-Hanssen R. W. The Cleyde Foreland formation: a micropaleontological study of Quaternary stratigraphy.— In: Ist Intern. Symp. on Benthonic Foraminifera of Continental Marigins. Pt. B: Paleoecol. and Biostratigr. Mar. Sediments. Spec. Publ. 1. 1976b.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.79

В. И. ЕЛИСЕЕВ

О ВЛИЯНИИ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА НА НАКОПЛЕНИЕ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПРОЛЮВИЯ ВО ВПАДИНАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ И КАЗАХСТАНА

Пролювий, к которому мы относим весь комплекс отложений конусов выноса, подгорных шлейфов и наземных дельт, играет большую роль в строении толщ четвертичных отложений, особенно аридных областей. Многие межгорные и подгорные впадины Средней Азии и Казахстана выполнены в основном пролювием.

Между тем роль климата в накоплении пролювия до сих пор раскрыта недостаточно полно. Некоторые исследователи, например, явно недооценивают влияние климатических колебаний на формирование пролювия.

В зависимости от похолоданий или потеплений в горах, приводивших то к оледенениям, то к таяниям ледников, скорость пролювиеобразования не оставалась неизменной — она или усиливалась, или ослабевала. Возникновение горных оледенений связано с похолоданием климата. В результате понижения температуры степень насыщения воздуха влагой, т. е. относительная влажность, возрастала. Там, где температуры в горах были достаточно низкие, избыток влаги выпадал в виде снега, а в предгорьях — в виде снега зимой и дождя летом. Для возникновения горного оледенения, естественно, требовались горы той минимальной высоты, чтоб осадки могли накапливаться в твердой фазе. Но сами по себе горы не могли служить сколько-нибудь существенной причиной возникновения оледенений, ибо в настоящее время они достигли наибольшей высоты, а площадь оледенения в них резко сократилась по сравнению с существовавшей ранее. Поэтому главной причиной оледенения надо считать глобальное похолодание климата Земли.

Расширявшиеся ледники вызвали дополнительное похолодание в горах и предгорьях, еще более увеличивая относительную влажность. Этому способствовало и уменьшение испарения в связи с похолоданием и возросшей облачностью.

Многие исследователи образование мощных и грубообломочных пролювиальных толщ во впадинах Средней Азии и Южного Казахстана, а также других областей связывают с влиянием горных оледенений, порождающих многоводные потоки. Так, А. П. Павлов [1951] писал, что образование галечниковых крупных песков, подстилающих в Туркестане лёссы, относится к эпохе максимального оледенения соседних горных хребтов и объясняется деятельностью мощных ледниковых потоков, стремившихся с гор на равнины. По Д. В. Наливкину [1956], развитие оледенений в горных хребтах оказывало сильное влияние на состав отложений подножий, так как оно контролировало режим речной сети. Мощные реки возникают в горах с большим оледенением, вынося на равнину громадные массы хорошо окатанной крупной гальки и грубозернистого песка. Мощные ископаемые толщи конгломератов подножий, по Д. В. Наливкину, могут указывать на то, что они примыкают к хребту с хорошо развитым оледенением. Горное оледенение, по К. В. Кур-

дюкову [1951], является основной причиной мощного накопления галечников у подножия гор. Из соотношения пролювиальных толщ с моренами,— писал В. В. Ламакин [1957],— выясняется, что образование конусов выноса происходило преимущественно за время оледенений.

В подтверждение этих высказываний можно привести такие факты. Постоянные реки аридных предгорий Средней Азии и Южного Казахстана, несомненно, питавшиеся в позднем плейстоцене талыми ледниковыми водами[1], сформировали конусы выноса значительных размеров, тогда как голоценовые конусы выноса этих же рек оказались сильно редуцированными в связи с сокращением ледников. Кроме того, наиболее молодые галечники конусов выноса постоянных рек (например, в Алакульской впадине), образовавшиеся, несомненно, в послеледниковое время, хорошо промыты и почти не содержат глинистого материала. В то же время более древние галечники позднеплейстоценового возраста сильно заглинены, что естественно связать с влиянием талых ледниковых вод.

И тем не менее мы вынуждены признать, что роль талых ледниковых вод в формировании пролювия обычно не увеличивается. Известно, что в позднеплейстоценовое время возникли пролювиальные шлейфы, протяженность которых в радиальном направлении варьирует от 6 до 20 км [Елисеев, 1978]. Между тем накопление пролювия, например на подгорных шлейфах Алакульской впадины, в современную эпоху сосредоточено только в их самых вершинах. У устья даже такой сравнительно длинной реки с постоянным водотоком, как Семерлы, сбрасывается практически весь грубообломочный материал. Выше вдоль отдельных ложбин и межконусных понижений стекают лишь очень маломощные потоки, отлагающие преимущественно тонкообломочные породы. В еще большей степени это относится к малым долинам временных потоков. Если исключить эту местную аккумуляцию в вершинах шлейфов, то можно считать, что никакого их роста ныне практически не происходит. Резкое ослабление пролювиальной аккумуляции в голоцене можно, видимо, объяснить только уменьшением расходов потоков. Ранее эти шлейфы формировались более многоводными потоками. И поскольку эти потоки не имели тогда связи с ледниками и не могли питаться их талыми водами, то надо признать, что их многоводность была обязана существованию в то время более влажного климата по сравнению с современным. Оговоримся: бóльшая влажность климата имеется в виду прежде всего для области самих гор. Выражаясь точнее, в горах в то время должен был происходить более напряженный сток дождевых и талых снеговых вод, что предполагает, естественно, увеличение количества атмосферных осадков в определенные сезоны года (например, более мощные зимние снегопады). Другими словами, в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху по малым горным долинам текли довольно мощные потоки, сформировавшие обширные пролювиальные шлейфы; в голоцене они почти иссякли в связи с иссушением климата после конца ледниковой эпохи. Следовательно, в позднем плейстоцене и в крупных долинах, расположенных рядом с малыми, был значительный сток, более мощный, чем в малых долинах, в связи с бóльшими площадями их водосборов. Отсюда мы приходим к выводу, что в позднеплейстоценовую эпоху и крупные конусы выноса формировались потоками, в возникновении которых немалую роль играли атмосферные осадки.

Таким образом, заключение ряда исследователей о решающей роли талых ледниковых вод в формировании пролювия надо признать недостаточно обоснованным. Уместно заметить, что и само оледенение, и его

[1] Прослеживая поверхности некоторых крупных верхнеплейстоценовых конусов выноса вверх по долинам, можно убедиться, что они сливаются с террасами речных долин, которые переходят в морены горных ледников.

размеры зависели от влажности атмосферы: оно было обширнее там, где климат был влажнее. Имеются, однако, исследователи (к примеру, Г. Ф. Тетюхин [1971]), которые широкое развитие позднеплейстоценовых пролювиальных шлейфов объясняют не климатической причиной, а тектонической — усилением тектонических движений, что едва ли соответствует действительности. Ведь нет неопровержимых доказательств, что тектонические движения в голоцене были слабее, чем в позднем плейстоцене. Наоборот, есть основания думать, что в ряде случаев они даже усилились, и тем не менее пролювиальные шлейфы голоценового возраста в устьях даже довольно крупных рек практически перестали накапливаться.

В четвертичное время в горах, как и на равнинах, происходило чередование оледенений и межледниковий. При этом для равнинных оледенений широко распространено мнение о том, что каждая ледниковая эпоха на Русской равнине, в Западной и Восточной Сибири характеризовалась двумя стадиями: холодной и влажной первой половины оледенения (криогигротическая стадия) и холодной и сухой второй половины оледенения (криоксеротическая стадия), переход между которыми был постепенным. Это положение было обосновано данными, полученными М. П. Гричук и В. П. Гричук [1960] при изучении развития растительности.

Для горных оледенений наблюдалась, по-видимому, такая же закономерность, что следует из рассмотрения строения ряда конусов выноса постоянных рек. Так, конусы выноса в Алакульской и Иссык-Кульской впадинах состоят из двух основных разнозаглиненных пачек: нижней и верхней, т. е. имеют ярко выраженное «двучленное» строение. Так, в 8 км ниже выхода р. Ргайты из гор виден следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Нижняя пачка. Конгломераты рыхлые, желтые, местами темно-серые, преимущественно мелко-среднегалечные, с гальками крупного размера и валунами, сильно заглиненные, почти горизонтальнослоистые . .	8
2. Верхняя пачка. Конгломераты рыхлые от серых до темно-серых, более грубые и менее заглиненные по сравнению с конгломератами нижней пачки, почти горизонтальнослоистые	12
3. Галечники 25-метровой террасы (располагаются на 8 м ниже поверхности конуса). Они грубее (галечники среднего размера с валунами), лучше окатаны и отсортированы и менее заглинены по сравнению с лежащими ниже пролювиальными отложениями верхней пачки	5

В левом склоне долины р. Джаманты, в 2 км выше линии связи виден следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Нижняя пачка. Конгломераты рыхлые, желтые, мелко-среднегалечные, с отдельными гальками крупного размера и валунами до 15—20 см в поперечнике, сильно заглиненные, характеризующиеся почти горизонтальной грубой слоистостью	3
2. Верхняя пачка. Конгломераты рыхлые, серые, местами желтовато-серые, мелко-среднегалечные, с включением галек крупного размера и валунов, грубо-горизонтальнослоистые, менее заглиненные по сравнению с нижней пачкой	3,5
3. Галечники 10-метровой террасы. Они, в отличие от подстилающих их пролювиальных рыхлых конгломератов, лучше окатаны, более грубые и менее заглиненные	3,4

Значительная заглиненность конгломератов нижней пачки свидетельствует о том, что потоки, их отложившие, были очень мутные. Верхняя пачка представлена конгломератами, в которых содержание глинистого материала значительно меньше, т. е. потоки, ее сформировавшие, характеризовались меньшей мутностью. Вероятно, нижняя пачка сильно заглиненных галечников формировалась в первую половину оледенения, во время наибольшего развития ледников в горах, и в частности

в Джунгарском Алатау. Значительная мутность первой половины оледенения была обязана ряду причин. Основной из них была следующая: движущиеся ледники, перетирая породы ложа и моренный материал, поставляли огромное количество тонкообломочного материала [Наливкин, 1963]. Кроме того, во время максимума оледенения происходило наиболее интенсивное морозное выветривание, которое приводило к разрушению горных пород с образованием тонкообломочных частиц. Весь этот тонкообломочный материал выносился на конусы выноса.

Во время максимума оледенения выпадало наибольшее количество сезонных осадков в виде снега и дождя, т. е. существовал наиболее плювиальный и холодный климат. Именно в первую половину оледенения подгорные пролювиальные шлейфы формировались наиболее интенсивно.

Верхняя пачка менее заглиненных галечников накапливалась во вторую половину оледенения, когда происходила деградация ледников в горах в связи с общим иссушением климата, который остался, однако, холодным. Усиленное таяние ледников во вторую половину оледенения приводило к увеличению расходов воды в реках, а уменьшение площади оледенения вело к уменьшению количества поступающих из ледников наносов, в том числе и взвешенных. Этому способствовало ослабление морозного выветривания [2].

Таким образом, и для горных оледенений намечаются криогигротическая и криоксеротическая стадии.

Потоковая фация подгорных шлейфов в отличие от потоковой фации конусов выноса постоянных рек представлена более или менее однородной толщей, в которой выделить аналоги этих пачек не представляется возможным. Это объясняется тем, что пролювий подгорных шлейфов в течение всего времени накапливался небольшими временными потоками, не имевшими связи с ледниками; поэтому в малых долинах в отличие от крупных существенной перестройки режима стока рек не было.

Отметим далее, что в первую половину горного оледенения, когда горные ледники увеличивались в размерах, их таяние, возможно, было замедлено. Быстрому таянию ледников мешал достаточно холодный климат, породивший само оледенение. Замедление таяния ледников нельзя, однако, понимать так, что они во время роста вообще не таяли и никак не влияли на расходы воды в реках. Их таяние, несомненно, происходило, особенно тогда, когда они опускались в относительно более низкие участки гор. В первую половину оледенения, вопреки мнению некоторых исследователей, с гор спускались потоки более мощные, чем те, которые существовали здесь до оледенения. Увеличению своих расходов потоки были обязаны более влажному климату и таянию ледников (в крупных долинах). Поэтому мы не можем согласиться с К. В. Курдюковым [1957], который полагал, что в период роста ледников (в первую половину оледенения) количество воды в реках уменьшалось вследствие аккумуляции осадков в виде льда в горах, а потому происходило и уменьшение общего количества наносов, выносившихся с гор. В первую половину оледенения количество выносимого реками обломочного материала из гор не уменьшилось, а, наоборот, увеличилось. При этом преобладающую роль в питании горных рек играли, видимо, атмосферные осадки.

Во вторую стадию оледенения продолжали интенсивно формироваться крупные конусы выноса постоянных рек, в питании которых не-

[2] Кроме того, в процессе роста конусов выноса изменялась их морфология. Это выражалось в том, что они выполаживались и их уклоны приближались к равновесным по отношению к расходам потоков и свойственных им режимов наносов [Шанцер, 1966]. Потоки стали многократно перемывать ранее принесенный материал на одном уровне и переотлагать его ниже по течению, что способствовало обезглиниванию пролювия верхней пачки.

малую роль играли талые ледниковые воды. Образование расположенных рядом с ними подгорных пролювиальных шлейфов, наоборот, замедлилось, ибо иссушение климата приводило к уменьшению стока, а следовательно, и ослаблению денудации в пределах внеледниковой части водосборов рек.

При сопоставлении гранулометрического состава отложений нижней и верхней пачек конусов выноса постоянных рек, выясняется такая картина. Осадки нижней и верхней пачек на конусах выноса рек Ргайты и Джаманты в гранулометрическом отношении в общем близки друг другу, хотя накопления верхней пачки все же несколько более грубые. Более заметные различия в гранулометрическом составе пачек отмечаются для конуса выноса р. Тентек: верхняя пачка здесь заметно грубее нижней, что свидетельствует об увеличении мощности тентекского потока во вторую половину оледенения. Еще более значительные различия в гранулометрическом составе пачек отмечаются для конусов выноса Иссык-Кульской впадины, в частности конуса выноса р. Тоссор (рис. 1). Нижняя пролювиальная пачка этого конуса выноса образована галечниками среднего и крупного размера, а верхняя — валунами размером от 0,5 до 1,5 м в поперечнике и крупными гальками, т. е. потоки стадии отступания ледников в хр. Терскей-Алатау были значительно многоводнее потоков предшествовавшей стадии наступания ледников.

Исходя из изложенного можно полагать, что потоки стадии отступания ледников почти не увеличили своих расходов (по сравнению с предыдущей стадией) в одних местах и сильно увеличили — в других. Различия констатируются даже в пределах одной и той же впадины, например Алакульской. По-видимому, расходы потоков во вторую стадию оледенения зависели от размеров ледников, скоростей их таяния и других причин, которые были неодинаковы для различных районов.

В Западной Сибири, по И. А. Волкову [1976], максимум и конец оледенения — сухая эпоха, когда речной сток почти прекращался. В связи с этим, естественно, возникает ряд вопросов. Куда же девались воды от таяния сокращавшихся ледников? Как увязать максимум оледенения с сухим климатом? Как было показано, в Средней Азии во время максимума оледенения существовал наиболее плювиальный климат.

Изучая строение самых верхних частей конусов выноса постоянных рек в Алакульской впадине можно подметить, что, помимо двух основных отмеченных пачек, в их сложении участвует еще ряд пачек. Так, Джамантийский и Тентекский конусы выноса надстроены двумя пачками каждый, а Ргайтинский — тремя [Елисеев, 1978]. Эти пачки возникли в связи с начавшимся врезанием потоков в вершинах конусов выноса в конце позднего плейстоцена. Иными словами, в конце позднего плейстоцена в область поднятий были вовлечены и части впадин, прилегающие к предгорьям и ранее являвшиеся областями аккумуляции. В эту фазу потоки размывали конусы выноса в вершинах и наращивали их ближе к периферии. В связи с миграцией вреза вниз по течению область накопления пролювия смещалась все далее и далее к периферии конусов. В результате этого основные тела конусов выноса в их средней и периферической частях были перекрыты рядом более молодых пролювиальных пачек, которым в прорезающих конусы выноса молодых эрозионных долинах соответствуют террасовые ступени (рис. 2). Наращивание конусов выноса прекратилось тогда, когда потоки прорезали их на всем протяжении. С этого момента они стали формировать ближе к центрам впадин современные конусы выноса.

Аллювиальные галечники речных террас, вложенные в конгломераты верхней и пролювиальной пачки конусов выноса постоянных рек, в отличие от последних имеют более грубый размер обломков и лучше промыты. Аллювиальные галечники наиболее низких террас, сопрягающиеся с самыми верхними пачками конусов выноса, уже хорошо про-

Рис. 1. Рыхлые конгломераты потоковой фации конуса выноса р. Тоссор (Иссык-Кульская впадина)

Состоят из двух пачек: нижней средне-крупногалечной и верхней валунно-крупногалечной (продольное сечение). Приблизительно в 1 км выше моста через р. Тоссор

Рис. 2. Аллювиальные галечники 50-метровой террасы долины р. Джаманты в Алакульской впадине

На галечниках сидит человек. Они вложены в конгломераты верхней пролювиальной пачки Джамантийского конуса выноса (I стадия врезания). Левый склон р. Джаманты в 2 км ниже выхода ее из гор

мыты и ничем существенным не отличаются от современных аллювиальных галечников. Хорошая промытость самых молодых галечников террас свидетельствует о резком уменьшении мутности потоков, их отложивших. Бесспорно, их накопление происходило уже по окончании последнего оледенения.

Исходя из сказанного трудно согласиться с В. И. Поповым [1954] в том, что «холодный» и «теплый» пролювий не отличаются друг от друга и что «такие крупнообломочные отложения накапливаются и в течение современной межледниковой эпохи, причем даже независимо от на-

личия или отсутствия ледников в соседних питающих горах» (с. 475—476). Такое высказывание нельзя признать правильным.

Анализ гранулометрического состава рыхлых конгломератов, слагающих основные тела конусов выноса постоянных рек в Алакульской и Иссык-Кульской впадинах, и вложенных в них галечников речных террас показывает, что крупность и промытость обломочного материала возрастает снизу вверх в стратиграфической последовательности. Увеличение крупности конгломератов верхних пролювиальных пачек основных тел конусов выноса было обусловлено увеличением расходов потоков в связи с таянием сокращавшихся ледников. Укрупнение обломочного материала террас связано, видимо, с еще большим увеличением мощностей потоков в самом конце оледенения (т. е. в связи с его деградацией), а также увеличением их скоростей в результате тектонических поднятий и процессом перемыва и переотложения пролювиальных толщ, в которые врезались реки.

В связи с этим интересно привести данные Е. В. Девяткина по пролювию подгорных районов Монголии (устное сообщение). В пролювиальных отложениях среднего — верхнего плейстоцена там выделяются (снизу вверх): грубые сильно заглиненные валунники «плювиального пролювия», отвечающие оледенению в горах, и покрывающие их более мелкие, хуже окатанные и менее заглиненные галечники «аридного пролювия», возникшие в межледниковье. Выделенные Е. В. Девяткиным пачки сходны с описанными выше в конусах выноса Алакульской впадины. Но последние отвечают, по-видимому, только оледенению, первой и второй его стадиям. В позднеплейстоценовых конусах выноса Алакульской впадины межледниковый пролювий не поддается выделению, скорее всего, в связи с тем, что он мог быть частично размыт, а частично погребен под мощными пролювиальными толщами, слагающими Ргайтинский, Джамантийский и Тентекский конусы выноса.

Во время горного оледенения в предгорьях и на равнинах Средней Азии и Казахстана существовал в общем засушливый климат. На это указывают сами осадки, содержащие в своем составе кальцит и гипс. Но все же, когда развивалось горное оледенение, климат на указанной территории становился влажнее и прохладнее, т. е. существовали относительно более пролювиальные условия. Об этом упоминается в работах В. М. Синицына [1967], Б. А. Федоровича [1946], К. К. Маркова, Г. И. Лазукова и В. А. Николаева [1965] и автора [Елисеев, 1961].

Существование плювиальных условий, например в районе Чуйской впадины и пустыни Бетпак-Дала в плейстоцене, доказывает литологический состав ложкового аллювия в предгорьях Чу-Илийского хребта. Если сравнить ложковый позднеплейстоценовый аллювий с голоценовым, то можно заметить, что первый характеризуется более грубым составом, лучшей отсортированностью (хотя в общем слабой) и более ясно выраженной слоистостью.

В долинах ручьев, спускающихся с гор Чагырлы (северо-западное окончание Чу-Илийских гор) хорошо видно, что в настоящее время отлагаются только суглинки, тогда как в позднем плейстоцене здесь возникли щебнистые галечники. Расходы современных потоков в отмеченных долинах явно не соответствуют размерам этих долин. Так, ширина долины руч. Кеншагыр близ гор Чагырлы достигает 4 км, а потока в ней по сути дела нет даже во время весеннего снеготаяния. Потоки, выходя из гор, здесь разливаются и образуют мелкие временные озера, в которых отлагаются суглинки. Ясно, что долина таких размеров была выработана более многоводным потоком, существовавшим здесь в позднем плейстоцене при более влажном климате. Ведь Чу-Илийские горы вряд ли могли быть значительными местными коллекторами влаги вследствие их небольшой высоты.

Укажем далее: I надпойменная терраса рек Чу и Сырдарьи получила название «такырской», или «лысой». Лысая терраса р. Чу в районе Кызылорды сливается с лысой террасой Сырдарьи, которая здесь называется равнинной Дарьялык-такыр. На левом берегу Сырдарьи в этом районе ей отвечает равнина Жанадарья, которая непосредственно переходит в голодностепскую террасу Приташкентского района позднеплейстоценового возраста. Таким образом, это единое геологическое тело [Елисеев, 1961].

В голодностепской террасе арыка Бозсу близ Ташкента, по данным Г. Ф. Тетюхина [1960], содержатся верхнепалеотические каменные орудия и кости лошади, абсолютный возраст которых (по радиоуглеродному методу) датируется примерно 38 000 лет назад. Следовательно, возраст лысой и голодностепской террас позднеплейстоценовый.

К лысой террасе рек Арало-Тургайской низменности и прилегающих районов Западного Казахстана приурочены остатки флоры (лист дуба, шишка ели) и фауны (остатки бобра, лося, торфяного оленя и мамонта), свидетельствующие о том, что климат в то время был значительно более холодным и влажным, чем сейчас.

Исходя из этого вряд ли можно согласиться с Н. П. Костенко [1975] в том, что повышенное увлажнение подгорных равнин отвечало межледниковым эпохам, когда, по ее мнению, широко были развиты перигляциальные зоны. Но поскольку речь идет о горных ледниках, приуроченных к долинам, то говорить о широком развитии перигляциальных зон вряд ли можно. Их просто не существовало и не могло существовать.

Таким образом, огромные равнинные пространства Средней Азии и Казахстана во время позднеплейстоценового оледенения в горах характеризовались более влажным и холодным климатом, чем современный. И если в горах в течение плейстоцена происходило чередование оледенений и межледниковий, то на подгорных равнинах «плювиалы» чередовались с «аридами».

Поскольку конусы выноса в Ферганской впадине опираются местами на «холодную» голодностепскую террасу р. Сырдарьи [Елисеев, 1978], можно утверждать, что накопление пролювия отвечало именно оледенению в горах.

Заканчивая описание влияния климата на формирование пролювия, укажем, что пролювиеобразование в ледниковую позднеплейстоценовую эпоху шло значительно более напряженно, чем в послеледниковье.

Изложенные выше факты и соображения не позволяют согласиться с мнением В. И. Попова [1954], будто «в эпохи оледенения из гор на равнину выносится меньшее количество осадков, чем в межледниковые эпохи, и аккумуляция отложений здесь ослабевает» (с. 481).

Хотя пролювий характерен для аридных областей, но наибольшее количество его формируется в относительно более влажные эпохи, существовавшие здесь в периоды оледенений в горах. При этом интенсивное пролювиеобразование в первую половину оледенения было обязано не столько действию ледниковых вод, как полагают ряд исследователей, сколько увеличению количества атмосферных осадков в связи с увеличением относительной влажности воздуха в горах. Талые ледниковые воды играли существенную роль только в формировании конусов выноса крупных постоянных рек, непосредственно бравших начало из ледников. В то же время общие особенности строения отложений конусов выноса постоянных рек в Алакульской и Иссык-Кульской впадинах позволяют полагать, что ледниковые эпохи в горах, как и на равнине, характеризовались двумя стадиями: криогигротической и криоксеротической.

Изменения климата обусловили перестройку режима стока рек: сильно мутные потоки первой половины оледенения сменились менее

мутными — во вторую; в конце второй половины оледенения мутность потоков резко снизилась, а их расходы увеличились в связи с деградацией оледенения, и они стали отлагать хорошо промытые и более грубые галечники.

ЛИТЕРАТУРА

Волков И. А. О субаэральных процессах в перигляциальной зоне Западной Сибири.— В кн.: Всесоюз. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. Киев: Наук. думка, 1976.

Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960.

Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины.— Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 56.

Елисеев В. И. Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978.

Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975.

Курдюков К. В. О колебаниях уровня озера Ала-Куль.— Вопр. географии, 1951, № 24.

Курдюков К. В. Основные вопросы изучения наземных дельт.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957, № 21.

Ламакин В. В. О развитии Байкала в четвертичном периоде.— Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957, вып. XIII.

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965, т. II.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.: Изд-во АН СССР, 1956, Т. 2.

Наливкин Д. В. К проблеме эолового происхождения лёссов.— Очерки по истории геологических знаний. 1963, вып. 12.

Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе.— В кн.: Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. М.: МОИП, 1951.

Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии.— Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1954.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М.: Недра, 1967.

Тетюхин Г. В. К стратиграфии лёссовых пород Приташкентского района.— Учен. зап. Среднеазиат. НИИ геологии и минер. сырья. 1960, вып. 3.

Тетюхин Г. Ф. История формирования четвертичного покрова Узбекистана: Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. Ташкент, 1971.

Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии.— В кн.: Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1946.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК [551.345.3+551.782.23+551.793+551.88/89] : (1—925.14)

Т. Н. КАПЛИНА, Г. Г. КАРТАШОВА, В. П. НИКИТИН, Г. Н. ШИЛОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕСЧАНОЙ ТОЛЩЕ ТУОСТАХСКОЙ ВПАДИНЫ

Река Адыча (правый приток Яны) в своем нижнем течении пересекает Туостахскую впадину, располагающуюся в пределах Яно-Адычанского эрозионно-денудационного плоскогорья. Абсолютные отметки днища впадины повышаются с севера на юг от 300 до 800 м. Современные русла р. Адыча и ее притоков располагаются на отметках 145—135 м.

Туостахская впадина располагается в области редкостойных лиственничных лесов. Днище впадины залесено. В окружающих впадину горных хребтах верхняя граница лиственницы располагается на отметках 700—1000 м. В качестве примеси в лесах присутствует береза. На склонах южной экспозиции часто присутствуют лесостепные и степные ландшафты.

Хорошо выраженный элемент долин во впадине — терраса высотой около 70 м над реками, сложенная преимущественно песками. Разрез ее вскрывается р. Адыча по правому берегу в обнажениях Хотон-Хая (в 1 км выше с. Бетенкёс) и Улахан-Сулар (в 7,5 км ниже с. Бетенкёс) (рис. 1).

Ниже излагаются результаты исследований разрезов песчаной толщи на р. Адыча в 1975 г. и лабораторной обработки полученных материалов, позволяющие уточнить ранее существовавшие представления о возрасте отложений 70-метровой террасы и о палеогеографических условиях их накопления.

Разрез Улахан-Сулар ранее был исследован В. Ф. Гончаровым [Гончаров, Титков, 1968]. Из его материалов следует, что в самом основании разреза залегают плотные желтовато-бурые пески, имеющие видимую мощность несколько более 1 м и уходящие под урез воды. В этих песках были обнаружены остатки Archidiskodon cf. wüsti Pohl., на основании чего С. Ф. Бискэ [1978] отнес плотные пески, названные им адычанскими слоями, к нижнему отделу четвертичной системы. В этих слоях А. И. Томской и Л. Л. Гончаровой были выявлены спорово-пыльцевые спектры, характерные для смешанных мелколиственных и хвойных лесов с густым травяным покровом [Бискэ, 1978].

Выше была выделена нижняя толща, образованная чередующимися слоями плотного желтовато-серого песка, суглинка и супеси, включающая многочисленные остатки древесины и растительной трухи мощностью 8 м. В ней В. Ф. Гончаров нашел и определил остатки Equus caballus subsp. (крупная форма), Bison priscus longicornis W. Grom., Castor fiber L. Кроме того, по сборам В. Ф. Гончарова В. С. Зажигин определил из нижней толщи фауну мелких млекопитающих, включающую Ochotona sp., Lepus sp., Lemmus obensis Brants, Microtus ex gr. middendorfii hyperboreus, M. oeconomus Pall. По этой фауне нижняя толща была отнесена к среднечетвертичному отделу [Гончаров, Титков, 1968; Бискэ, 1978]. Флору, определенную из той же толщи, П. И. Дорофеев [1] отнес к тому же отделу.

---

[1] Список флоры, определенной П. И. Дорофеевым, приведен в последней графе таблицы.

Рис. 1. Обнажение Улахан-Сулар, общий вид

Стрелками показано положение в толще полигонально-жильных льдов

А. И. Томская, опубликовавшая таблицы спорово-пыльцевых анализов по разрезу Улахан-Сулар [Томская, Саввинова, 1971, табл. 1], пришла к выводу, что во время накопления нижней толщи в Туостахской впадине были развиты светлохвойные сосново-лиственничные леса с примесью ели и участием березовых кустарников.

По В. Ф. Гончарову, на нижней толще с размывом залегает верхняя толща, она имеет мощность 65—70 м² и сложена монотонными желтова-

то-серыми мелкозернистыми песками, которые В. Ф. Гончаров рассматривал как осадки озерного водоема. Из этой толщи[3] П. И. Дорофеев определил более бедную флору, включающую, однако, лиственницу. В. Ф. Гончаров определил из толщи остатки Mammuthus primigenius Blum. (позднего типа и «промежуточной формы»), Bison priscus deminutus W. Grom., Rangifer tarandus L., Equus caballus subsp. (поздний тип), позволившие отнести толщу к верхнечетвертичному отделу. Ссылаясь на спорово-пыльцевые анализы А. И. Томской, В. Ф. Гончаров пишет об умеренном климате эпохи формирования толщи и относит ее на этом основании к казанцевскому межледниковью с указанием на то, что самая верхняя часть разреза, включающая повторножильные льды, могла накопиться в эпоху зырянского оледенения.

Между тем А. И. Томская пришла к другим выводам относительно времени накопления верхней толщи. По ее данным, верхняя толща вмещает последовательно сменяющие друг друга снизу вверх по разрезу спектры ледникового типа (с преобладанием спор Bryales), перигляциального или послеледникового типа (с большой ролью Alnaster и кустарниковых берез) и, наконец, остепненного типа с преобладанием пыльцы трав, в том числе преимущественно полыней, злаков, гвоздичных и маревых. А. И. Томская полагает, что верхняя толща начала формироваться в конце зырянской ледниковой эпохи и завершила свое накопление в каргинское межледниковье.

В 1973—1974 гг. разрезы правобережья р. Адыча в Туостахской впадине изучали геологи Якутского геологического управления. В сообщении об итогах этих работ А. А. Котов [1978] указал, что основание видимой части разреза Улахан-Сулар построено сложнее, чем это представлялось В. Ф. Гончарову. В основании разреза были обнаружены слои щебня с глинистым заполнителем, конгломерата и торфянистых алевритов. Залегание этих слоев сложное, линзообразное, со срезами; мощность каждого из них достигает 3—5 м.

А. А. Котов сообщил, что в этих слоях были найдены многочисленные остатки млекопитающих, в том числе Archidiskodon cf. wüsti Pohl., Archidiskodon (aut Mammuthus) sp., Equus (Plesippus) sp., Praeovibos sp., Soergelia sp. Эти остатки дали А. А. Котову основание говорить о том, что здесь присутствуют отложения, одновозрастные с олёрской свитой, выделенной и изученной А. В. Шером [1971] на Колымской низменности, и несколько более древние отложения. В свете новых данных о верхнеплиоценовом возрасте олёрской свиты на р. Большая Чукочья [Шер, 1979], возраст нижних слоев разреза Улахан-Сулар, видимо, также верхнеплиоценовый.

Выше описанных слоев А. А. Котов описал охристые гравийные пески с прослоями остатков древесины, являющиеся базальным горизонтом лежащей выше песчаной аллювиальной толщи. Здесь он обнаружил фауну смешанного типа, состоящую из форм, присутствующих в олёрском фаунистическом комплексе, и более прогрессивных форм, в частности здесь были найдены Equus cf. mosbachensis Reich., Alces latifrons Johns. Наличие смешанной фауны в базальном горизонте песчаной толщи, по мнению А. А. Котова, свидетельствует о том, что накопление толщи началось в ранние этапы среднего плейстоцена.

Выше в песчаной толще были найдены Equus cf. abeli Ant. (гигантская форма), Mammuthus primigenius Blum. (раннего типа) и ряд других остатков, указывающих на среднеплейстоценовый возраст толщи и позволяющих сопоставить ее с бестяхской свитой Центральной Якутии.

В 1975 г. в песчаной толще на высоте 28 м над урезом р. Адыча

---

[2] По нашим данным, мощность «верхней толщи» несколько меньше.
[3] Высота отбора флоры не сообщается.

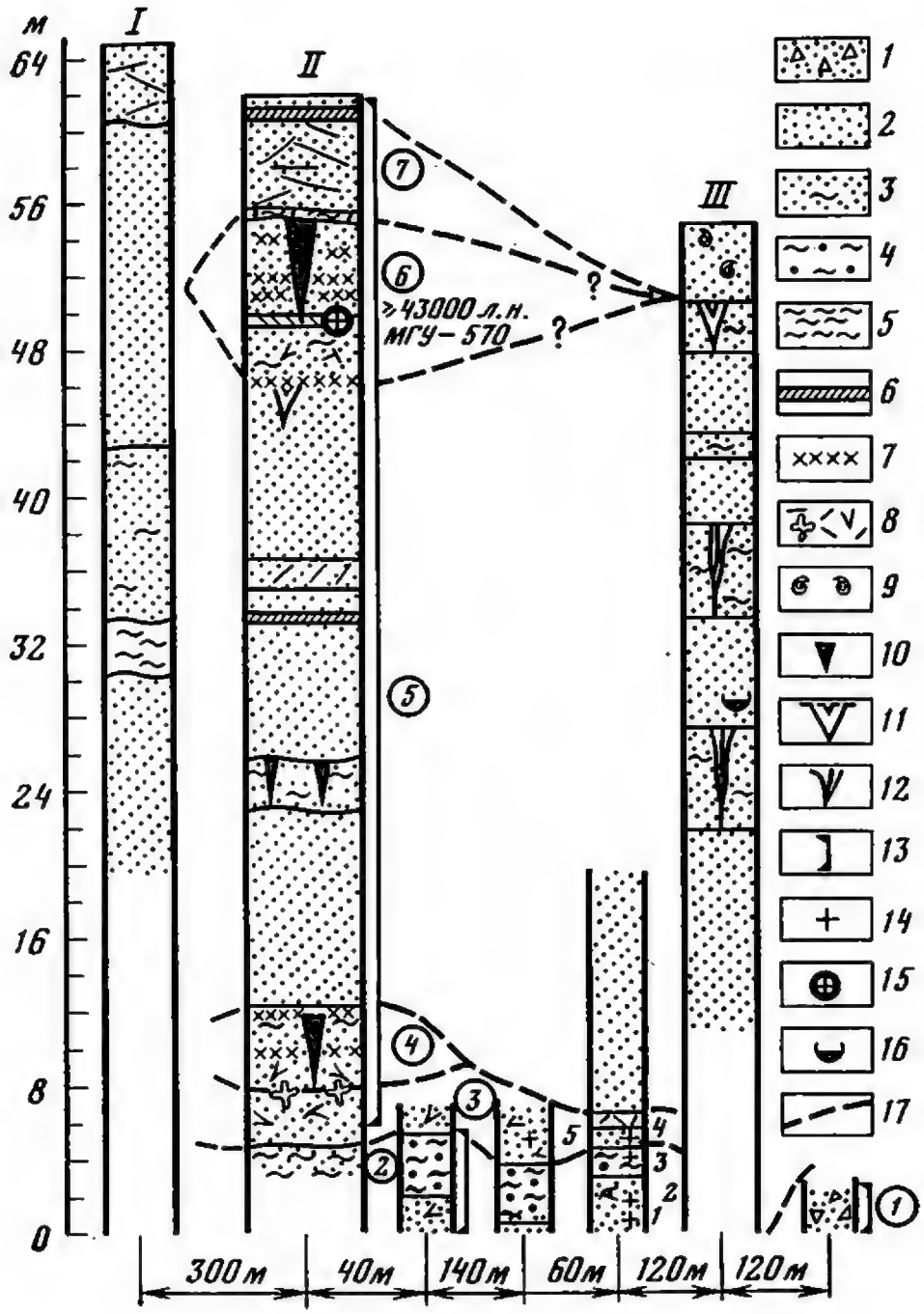


Рис. 2. Строение разреза Улахан-Сулар

1 — щебень с песчаным заполнителем;
2 — пески мелкозернистые;
3 — пески пылеватые;
4 — переслаивание алевритов и песков;
5 — алеврит;
6 — суглинок;
7 — прослойки торфа;
8 — древесные макроостатки;
9 — раковины моллюсков;
10 — ледяные жилы;
11 — псевдоморфозы по ледяным жилам;
12 — изначальные грунтовые жилы;
13 — спорово-пыльцевое опробование;
14 — образцы флоры и их номера (см. таблицу);
15 — древесина, датированная по C^{14};
16 — место находки Dicrostonyx cf. simplicior Fejfar;
17 — границы пачек; номера пачек даны в кружках.
I—III — расчистки

Т. Н. Каплиной был найден фрагмент черепа копытного лемминга, который был определен В. С. Зажигиным как Dicrostonyx cf. simplicior Fejfar.

Эта находка, по-видимому, подтверждает среднеплейстоценовый возраст песчаной толщи, поскольку в Европейской части СССР этот вид копытного лемминга наиболее характерен для эпохи днепровского оледенения [Агаджанян, 1976].

Нам представляется, что совокупность фаунистических материалов по Улахан-Сулару позволяет считать, что в разрезе 70-метровой террасы присутствуют отложения весьма широкого возрастного диапазона — от позднего плиоцена до позднего плейстоцена (?). Ясно, что нижние части этого диапазона (N_{II}—Q_I) представлены далеко не полно, фрагментарно, в то время как среднеплейстоценовые осадки составляют основную часть разреза террасы.

Разрез Улахан-Сулар изучался нами по нескольким расчисткам (рис. 2); их сопоставление дает возможность выделить в нем семь различных по литологии и криогенному строению осадков пачек.

Пачка 1. В верхней по течению реки части разреза Улахан-Сулар на пляже р. Адыча выходит пачка щебня с песчаным и алевритовым заполнителем. Характерная особенность щебня — красно-бурый цвет. В пачке прослеживается субгоризонтальная слоистость, обусловленная различным относительным содержанием обломков и заполнителя, а также разными оттенками цвета. Пачка была вскрыта шурфом на глубину 2 м. Контакт ее с лежащими выше осадками не прослежен. Судя по

резким отличиям состава и цвета пород, лежащие выше осадки ложатся на щебни с размывом.

Пачка 2. Стратиграфически выше красно-бурых щебней залегает довольно сложно построенная пачка, состоящая из темно-серых мелко- и среднезернистых песков, в которые включены плитообразные линзы темно-серых алевритов. Серые пески, выходящие под алевритами, насыщены макроостатками древесины и костными остатками и имеют облик русловых осадков. Алевриты, в свою очередь, тонко переслоены серыми песками. Алевритовые слои имеют внутри тонкую горизонтальную слоистость за счет прослоек автохтонного, преимущественно мохового торфа («торфянистые алевриты» А. А. Котова); мощность их от 0,25 до 0,6 м. Мощность песчаных слоев, в которых, в свою очередь, видна как горизонтальная, так и косоволнистая слоистость, колеблется от 0,1 до 0,2 м. В одном из выходов было зафиксировано залегание «плиты» алевритов с наклоном около 15°, в другом — «плита» была образована тремя наклонными сериями слоев, налегающими друг на друга со срезом, черепицеобразно. Линзы алевритов, по-видимому, следует рассматривать как осадки отшнурованных от реки ложбин низкой поймы, по которым в паводки осуществлялся сток.

Кровля пачки 2 неровная, на ней видны срезы серий слоев. Именно по кровле пачки 2 А. А. Котов провел границу нижнего и среднего плейстоцена.

Пачка 3. На алевритах с размывом лежат среднезернистые и крупнозернистые пески, в которых многие слои окрашены в ярко-рыжий цвет, хотя представлены и слои песков серого цвета. Слоистость песков часто косая, местами косоволнистая, иногда они содержат дресву и щебень. Для пачки 3 характерно обилие слоев, содержащих большое количество макроостатков древесины, среди которых преобладают стволы и ветви кустарников; некоторые из них окатаны, но некоторые имеют хорошую сохранность. Эта пачка, несомненно, представляет собой русловой аллювий древней реки и может рассматриваться как базальный горизонт лежащей выше аллювиальной толщи. Пачка 3 соответствует «нижней толще» В. Ф. Гончарова.

Пачка 4. В расчистке II на пачке 3 с резким контактом залегает линза серых песков, которые вверх по разрезу постепенно обогащаются прослойками заиленных песков и автохтонного торфа. По подошве линзы располагаются пни хвойных деревьев, захороненные в прижизненном положении. Сохранность древесины очень хорошая, обломки и пни имеют очень «свежий» вид. В нижней части линзы отмечается обилие мелкой древесины, в том числе ветвей кустарников. Вверх по разрезу древесина исчезает. Линза серых песков имеет протяженность вдоль реки 70 м и образует промежуточное звено между «нижней» и «верхней» толщами В. Ф. Гончарова. Разрез линзы завершается погребенной лежащими выше осадками торфянистой почвой.

Наиболее интересную особенность этой пачки составляет наличие в ней системы полигональножильных льдов. Расстояние между ледяными жилами составляет 10—12 м, ширина их по верху не превышает 0,5 м. Ледяные жилы являются эпигенетическими по отношению к вмещающим их осадкам и росли в то время, когда дневная поверхность соответствовала отмеченной выше погребенной почве. Лед жил сильно загрязнен грунтом, элементарные ледяные жилки имеют ширину 1—3 мм.

Осадки пачки 4 накопились в пойменной (возможно, старичной) ложбине. Погребенная почва свидетельствует о некотором перерыве в осадконакоплении, однако этот перерыв вряд ли был длительным. Во всяком случае для роста описанных выше ледяных жил было достаточно промежутка времени в несколько сотен лет.

Пачка 5. Эта пачка слагает основную часть разреза Улахан-Сулар (см. рис. 1, 2). Пачка сложена преимущественно серыми и желто-серыми мелкозернистыми песками и кажется монотонной, однако в ней можно выделить слои, различающиеся по литологическим особенностям. Преобладают мелкозернистые серо-желтые пески, переслаивающиеся местами со среднезернистыми. Наиболее часто в песках встречается мелкая линзовидная и косоволнистая слоистость. Такие пески содержат обычно только тонкие корешки трав.

В пачке встречены серии крутопадающих косых слоев. Такая серия имеется в расчистке I на высотах от 60 до 64 м. В расчистке II такая пачка вскрыта на высотах от 35,4 до 37,0 м. В обнажении Хотон-Хая серия косых слоев была отмечена на высотах от 32 до 40 м над урезом реки. В описываемых сериях растительные остатки отсутствуют. Эти осадки мы рассматриваем как пристрежневой аллювий древней реки.

Значительную часть разреза составляет горизонтальное переслаивание желтых мелкозернистых песков и оторфованных песков (типа погребенных почв); иногда внутри таких песков встречаются тонкие прослойки серого суглинка. Описанный комплекс, по-видимому, надо рассматривать как осадки низкой поймы с зачаточными почвенными горизонтами. К тому же элементу долины, вероятно, принадлежат серые мелкозернистые пески, переслаивающиеся с темно-серыми заиленными песками; толщина слоев по 0,10—0,15 м. Заиленные пески в нескольких интервалах достигают мощности от 0,5 до 2,8 м, они всегда обогащены корешками трав, иногда в них встречаются обрывки мхов.

На высотах от 23,5 до 26 м над рекой залегает слой неясно-слоистых, сильно заиленных песков, также содержащих исключительно корешки трав. Этот слой интересен присутствием в нем еще одной системы ледяных жил, которые имеют небольшие размеры — ширину 0,1—0,15 м и вертикальную протяженность около 1,5 м. Жилы эпигенетические и фиксируют момент локального и кратковременного роста полигонально-жильных льдов на низкой пойме (прирусловой отмели).

В расчистке II в кровле пачки 5 отмечены псевдоморфозы по достаточно крупным ледяным жилам — размером до 4 м по вертикали и до 2 м в ширину. Псевдоморфозы выполнены песком с кусками торфа, вероятно попавшими в них в результате деятельности потока, так как во вмещающих и непосредственно перекрывающих псевдоморфозы осадках торф отсутствует. Псевдоморфозы фиксируют перерыв в осадконакоплении. Вопрос о том, является ли этот перерыв существенным стратиграфическим перерывом, остается открытым. Во всяком случае в других расчистках на том же уровне разрез сложен монотонными песками, и видимые следы перерыва отсутствуют (см. рис. 2).

Выше по течению (см. рис. 2, расч. III) разрез песчаной толщи несколько отличается от разреза расчистки II. Здесь обнаружено два яруса клиновидных грунтовых тел. Оба яруса располагаются в однотипных осадках — ритмично переслаивающихся мелкозернистых серо-желтых песках и плотных темно-серых заиленных песках (до алевритов). Осадки содержат корешки трав. Ширина клиновидных грунтовых тел по верху составляет 0,5—2 м, по вертикали они протягиваются на 4—5 м. Расстояния между ними составляют 4—8 м. В выполнении четко прослеживаются элементарные грунтовые жилки, из которых более «молодые» секут возникшие ранее. Эта особенность свидетельствует о том, что клиновидные тела возникли в результате повторяющегося зимнего морозного растрескивания грунтов и заполнения морозобойных трещин грунтом, т. е. являются изначально грунтовыми жилами. Значительная вертикальная протяженность грунтовых жил, по-видимому, свидетельствует о их унаследованном (сингенетическом) развитии в ходе накопления осадков. Как известно, такие структуры могут возникать как в

слое сезонного протаивания в области многолетнемерзлых пород, так и в слое сезонного промерзания в условиях суровых малоснежных зим.

Пачка 6 представляет собой линзу, имеющую протяженность вдоль реки около 100 м. В ней переслаиваются мелкозернистые серые пески, заиленные темно-серые пески и автохтонный торф. В основании пачки присутствует масса макроостатков древесины; на высоте около 50 м залегает слой древесного торфа. Из этого слоя по древесине получена радиоуглеродная дата $\geqslant$43 000 лет назад (МГУ-570) [5]. В верхней части пачки древесные остатки исчезают. По-видимому, эта линза представляет собой осадки небольшой пойменной ложбины, испытавшей быстрое заполнение с захоронением произраставшей здесь растительности.

Пачка 6 включает систему ледяных жил шириной по верху 0,5—0,7 м, вертикальной протяженностью до 6 м. По отношению к нижней части пачки жилы эпигенетические, они имеют черты сингенеза (выход годичных жилок на боковые контакты, небольшие «плечики»).

Пачка 7 завершает разрез. Ее слагают мелко- и среднезернистые пески, переслаивающиеся с заиленными песками. Характерна волнистая или косоволнистая слоистость и отдельные корешки трав. Пески, вероятно, относятся к осадкам русла и прирусловой отмели.

Описанные выше особенности песчаной толщи Туостахской впадины, по нашему мнению, позволяют считать ее констративной аллювиальной толщей с набором фаций от руслового пристрежневого аллювия (крупные косые серии) до периодически заливаемых пойменных (возможно, старичных) ложбин (переслаивание песков с торфом, погребенная древесина). Вряд ли можно связывать такой набор фаций с существованием озерного водоема, как это предполагал В. Ф. Гончаров.

Для песчаной аллювиальной толщи, включающей пачки 3—7, можно предложить название улахан-суларской свиты.

Наличие в разрезе улахан-суларской свиты трех систем (ярусов) ледяных жил свидетельствует о том, что свита начиная с высоты 12 м (т. е. «верхняя толща» В. Ф. Гончарова) накапливалась при существовании многолетнемерзлых пород. Среднегодовые температуры мерзлых толщ были не выше $-3 \div 5^\circ$ С, поскольку ледяные жилы росли в песках прирусловых отмелей и часто заливаемых ложбин. Мало того, на протяжении накопления свиты существование мерзлых пород было непрерывным, и даже под руслом реки, отложившей песчаную толщу, сквозных таликов не возникало. Это обстоятельство также свидетельствует о суровом геотемпературном режиме эпохи накопления улахан-суларской свиты.

Вывод, сделанный выше на основании особенностей криогенного строения разреза Улахан-Сулар, подтверждается данными по упоминавшемуся выше разрезу Хотон-Хая. Здесь в основании песчаной толщи на уровне от 4,3 до 5,0 м над урезом была обнаружена ледяная жила шириной по верху 0,4 м, которая явно представляет собой «корень» существовавшей здесь ранее более протяженной по вертикали, а затем подтаявшей сверху ледяной жилы. Как уже сообщалось, выше в разрезе Хотон-хая присутствует пачка песков с крупной наклонной слоистостью, т. е. осадков пристрежневого аллювия. Отсюда ясно, что как и на участке Улахан-Сулара, на участке Хотон-Хая талик под руслом реки не был сквозным, что само по себе свидетельствует о достаточно суровом геотемпературном режиме эпохи накопления песчаной толщи. По-видимому, с того же времени, что и ледяная жила, в разрезе Хотон-Хая сохранились слои льда толщиной 2—4 см, отмеченные на высоте 4,7—5,2 м над урезом (рис. 3).

---

[5] Эта дата опровергает предположение А. И. Томской о том, что значительная по мощности лежащая ниже песчаная толща накопилась в каргинскую межледниковую эпоху.

Рис. 3. Криогенное строение пород в основании обнажения Хотон-Хая

Сочетание в одной и той же песчаной толще ледяных и изначально грунтовых жил свидетельствует о том, что, как и во всякой долине, в долине пра-Адычи наблюдалась некоторая дифференциация температурного режима и глубины сезонного протаивания пород по площади, связанная с различиями в обводненности, поверхностном покрове и т. п.

Палеогеографические условия эпохи накопления видимой части разреза 70-метровой террасы Туостахской впадины рекострируются по макроостаткам флоры и палинологическим данным.

Семена и другие растительные макроостатки были изучены в разрере Улахан-Сулар по 5 образцам (см. рис. 2, обр. 1—5), отобранным из пачек 2 и 3. Состав флоры по изученным пробам оказался достаточно близким и сходным с составом флоры, определенным из «нижней толщи» П. И. Дорофеевым (таблица).

Судя по составу флоры и облику биогруппы, осадконакопление шло в обстановке речной долины с зарослями ольхи и ивы в зоне лиственничной тайги. Как и в любом тафоценозном семенном комплексе, основу флоры составляют семена, плоды и иные остатки водно-болотных трав — разнообразных ежеголовников, рдестов, чистуховых, осоковых, кубышки, роголистника, водяного лютика, урути, вахты. Однако весьма показательна частая встречаемость остатков мезофильных, а возможно, и мезоксерофильных трав: Polygonum, некоторые Rumex, Chenopodium, Atriplex, Corispermum, Cruciferae.

Таким образом, состав флоры позволяет предполагать, что в ближайших окрестностях бассейна седиментации существовали достаточно обширные суходольные луга. Общее богатство флоры, присутствие в ее составе относительно термофильных рдестов (Potamogeton acutifolius Link., P. vaginatus Turcz., P. oxyphyllus Miq., P. obtustifolius Mert. et Koch., P. praelongus Wulf., P. pusillus L., P. natans L., P. trichoides Cham. et Schlecht), а также Damasonium, Nuphar и некоторых других растений, обитающих ныне в условиях более мягкого климата, свидетельствует, по-видимому, о благоприятной климатической обстановке времени накопления осадков с изученной флорой. В то же время в составе флоры отмечаются холодолюбивые Sparganium hyperboreum Laest., Oxyria digyna (L.) Hill., Ranunculus hyperboreus Rottb., Rubus chamaemorus L., что не позволяет говорить о принципиально ином

Таблица

Флора разреза Улахан-Сулар на р. Адыча *

№ п/п	Растение	Образцы					
		1	2	3	4	5	Дор.
1	Chara sp.	—	+	—	—	+	+
2	Nitella sp.	—	x	—	—	—	—
3	Bryales	M	M	M	M	m	—
4	Selaginella sp.	—	—	—	—	—	+
5	Larix dahurica Turcz.	M	M	M	M	M	—
6	Larix sp.	—	—	—	—	—	+
7	Sparganium hyperboreum Laest.	+	+	—	—	—	—
8	S. minimum Hill.	—	—	—	+	—	—
9	S. simplex Huds.	+	+	—	+	—	—
10	Potamogeton acutifolius Link.	m	+	—	+	—	—
11	P. alpinus Balb.	m	x	+	x	+	—
12	P. compressus L.	+	x	—	+	—	—
13	P. lucens L.	—	+	—	—	—	—
14	P. natans L.	+	—	—	+	—	—
15	P. obtusifolius Mert. et Koch.	m	m	x	x	m	+
16	P. oxyphyllus Miq.	+	x	—	×	—	—
17	P. pectinatus L.	m	m	—	+	+	—
18	P. perfoliatus L.	m	m	—	m	x	+
19	P. praelongus Wulf.	+	+	m	m	+	—
20	P. pusillus L.	m	m	—	+	+	+
21	P. trichoides Cham. et Schlecht.	m	—	—	+	—	—
22	P. vaginatus Turcz.	x	x	—	+	+	—
23	Potamogeton sp. sp.	+	m	+	m	m	—
24	Najas major All.	—	—	—	—	+	—
25	Alisma arcuatum Michal.	—	—	—	—	—	+
26	Alisma sp.	+	—	—	+	—	—
27	Damasonium stellatum Mill.	+	—	—	—	—	—
28	Sagittaria natans Pall.	+	+	—	—	—	—
29	Sagittaria sp.	—	+	—	—	—	—
30	Alismataceae gen. indet.	—	m	—	—	+	—
31	Gramineae gen. indet.	+	m	—	+	—	—
32	Carex pauciflora Lightf.	—	+	—	+	—	—
33	Carex sp. sp.	M	M	m	M	m	+
34	Heleocharis acicularis R. et Sch.	—	+	—	—	—	—
35	H. palustris R. Br.	m	m	—	—	+	+
36	Scirpus lacustris L.	—	—	—	+	—	—
37	S. tabernaemontani Gmel.	—	—	—	m	x	—
38	Scirpus sp.	—	—	—	—	—	+
39	Juncus sp.	—	+	—	—	—	—
40	Allium sp.	—	+	—	—	—	—
41	Salix sp.	+	x	—	+	+	+
42	Alnus sp.	+	x	—	—	—	—
43	Betula alba L.	—	—	—	+	—	+
44	Betula sp.	—	+	—	—	+	—
45	Oxyria digyna (L.) Hill.	+	—	—	—	—	—
46	Polygonum amphibium L.	+	—	—	—	—	—
47	P. aviculare L.	+	+	—	+	+	+
48	P lapathifolium L.	m	+	—	x	m	+
49	P. ex gr. persicaria L	—	—	—	—	—	+
50	Rumex acetosella L.	+	+	—	—	—	+
51	R crispus L.	—	—	—	—	—	+
52	R. cf. maritimus L.	m	M	—	—	—	—

Таблица (продолжение)

№ п/п	Растение	Образцы					
		1	2	3	4	5	Дор.
53	Rumex sp.	M	m	—	+	+	—
54	Atriplex sp.	x	m	—	—	—	—
55	Chenopodium opulifolium Schrad.	m	m	—	+	—	—
56	Ch. rubrum L.	—	+	—	—	—	—
57	Chenopodium sp. sp.	+	—	—	+	+	—
58	Corispermum orientale Lam.	+	+	—	—	+	—
59	C. squarrosum L.	+	+	—	+	—	—
60	Melandrium sp.	—	—	—	—	—	+
61	Stellaria cf. media L.	—	—	—	—	—	+
62	Caryophyllaceae gen. indet.	+	+	—	—	—	—
63	Nuphar pumilum (Hoffm.) D. C. ?	—	+	—	—	—	—
64	Nuphar sp.	+	—	—	+	—	—
65	Nymphaea sp.	—	+	—	—	—	—
66	Ceratophyllum demersum L.	m	x	—	m	+	—
67	Batrachium sp.	m	m	+	+	—	+
68	Caltha palustris L.	—	+	—	—	—	—
69	Ranunculus flammula L.	x	m	—	—	+	—
70	R. hyperboreus Rottb.	x	+	—	—	+	—
71	R. reptans L.	—	—	—	—	—	+
72	R. sceleratus L.	+	x	—	+	—	+
73	Ranunculus sp.	+	—	—	—	+	+
74	Thalictrum cf. glaucum Desf.	+	+	—	—	+	—
75	Th. cf. minus L.	—	+	—	—	—	—
76	Corydalis cf. bracteata Pers.	—	—	—	+	—	—
77	Corydalis sp.	—	—	—	—	+	—
78	Papaver nudicaule L.	—	—	—	—	—	+
79	Bunias aff. sukaczewii Kipiani	+	+	—	+	+	—
80	Roripa cf. palustris (Leyss.) Bess.	—	+	—	—	—	+
81	Cruciferae gen. indet.	+	x	—	—	—	—
82	Comarum palustre L.	—	—	—	+	+	+
83	Dasiphora fruticosa (L.) Rydb.	+	—	—	—	—	—
84	Potentilla anserina L.	m	M	—	+	+	+
85	P. cf. multifida L.	—	—	—	—	m	—
86	P. supina L.	x	M	—	—	—	+
87	Potentilla sp.	x	m	—	+	—	+
88	Rubus chamaemorus L.?	+	+	—	+	+	—
89	R. cf. sachalinensis Levl.	x	+	—	m	+	—
90	Rubus sp.	—	—	—	—	—	+
91	Linum cf. sibiricum D. C.	—	—	—	—	—	+
92	Linum sp. cf. L. pallescens Bge.	+	—	—	—	—	—
93	Euphorbia sp.	+	—	—	—	+	—
94	Callitriche sp.	—	+	—	—	—	—
95	Empetrum nigrum L.	+	—	—	+	—	—
96	Myriophyllum spicatum L.	m	M	+	m	—	+
97	M. verticillatum L.	—	—	—	—	—	+
98	Hippuris vulgaris L.	m	x	+	+	+	+
99	cf. Cicuta virosa L.	—	—	—	+	+	—
100	Umbelliferae gen. indet.	—	—	—	—	—	+
101	Cornus alba L.	+	+	—	+	—	—
102	Arctostaphylos sp.	—	—	—	+	—	—
103	Androsace septentrionalis L.	—	+	—	—	—	+
104	Naumburgia thyrsiflora (L.) Reichb.	—	+	—	—	—	—
105	Menyanthes trifoliata L.	+	x	x	+	—	+

Таблица (окончание)

№ п/п	Растение	Образцы					
		1	2	3	4	5	Дор.
106	Nymphoides peltatum O. Ktze.	—	+	—	+	—	—
107	Labiatae gen. indet.	—	—	—	+	—	—
108	Bidens tripartita L.	+	+	—	—	—	—

* В вертикальных графах, отвечающих образцам, изученным В. П. Никитиным (1—5, рис. 2) и П. И. Дорофеевым — (Дор), приняты следующие обозначения: + — остатки данного таксона встречены в количестве 1—5 экз.; x — 6—9 экз.; m — 10—49 экз.; M — 50 экз. и более; — (прочерк) — остатки данного таксона не встречены.

«неякутском», «несибирском» климате. Вероятно, смещение ландшафтных зон к северу в эпоху формирования изученных отложений едва ли превышало 2—4° по широте.

На спорово-пыльцевой диаграмме разреза Улахан-Сулар (рис. 4) можно выделить несколько палинокомплексов.

Палинокомплекс I получен по трем образцам из пачки красно-бурых щебней. Образцы оказались слабо насыщены пыльцой и спорами. В спорово-пыльцевых спектрах отмечается преобладание пыльцы трав (доминируют полыни, гвоздичные, маревые) или спор (в этом случае доминируют зеленые мхи). Присутствуют также споры папоротникообразных, плаунка сибирского, сфагновых мхов. Пыльца деревьев представлена зернами лиственницы и березы; из кустарников присутствуют кустарниковые березы, ольховник, ива, кедровый стланик. Постоянное присутствие пыльцы лиственницы и высокоствольной березы свидетельствует о развитии лиственничных редколесий с примесью березы. В то же время преобладание пыльцы трав, среди которых ведущую роль играют ксерофиты, говорит о широком распространении травяных ценозов лугового и остепненного облика. Можно предположить, что лиственничные редколесья были приурочены к долине реки, в то время как открытые ландшафты господствовали на водоразделах.

Палинокомплекс II получен из пачки 2. Этому палинокомплексу соответствует флора образцов 1—3, приведенная в таблице. В спектрах резко преобладает пыльца трав, среди которой на первом месте стоят злаки и полыни; заметно содержание пыльцы гвоздичных. В целом состав трав достаточно разнообразен. Второе место занимают споры, которые представлены преимущественно зелеными мхами; отмечаются сфагновые мхи, папоротникообразные, плаунок сибирский. Пыльца древесно-кустарниковой группы представлена весьма скудно кедровым стлаником, кустарниковыми березами, ивой. Лиственница и высокоствольная береза представлены единичными зернами. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, во время накопления нижней части пачки 2 в Туостахской впадине господствовали открытые ландшафты — травяные группировки различного облика с преобладанием луговых и остепненных. Широкое распространение травяных сообществ подтверждается обилием в рассматриваемых слоях остатков фауны травоядных (лошадей, бизонов, слонов). О развитии степей, по-видимому, свидетельствует находка в аналогичных слоях разреза Хотон-Хая остатков кулана [Котов, 1978]. Постоянное присутствие спор плаунка сибирского свидетельствует о наличии и слабозадернованных участков. В то же время в долинах, по всей видимости, существовали островки лиственничных редколесий.

Таким образом, реконструкции ландшафтов по палинологическим данным и анализу макрофлоры несколько отличаются — состав макро-

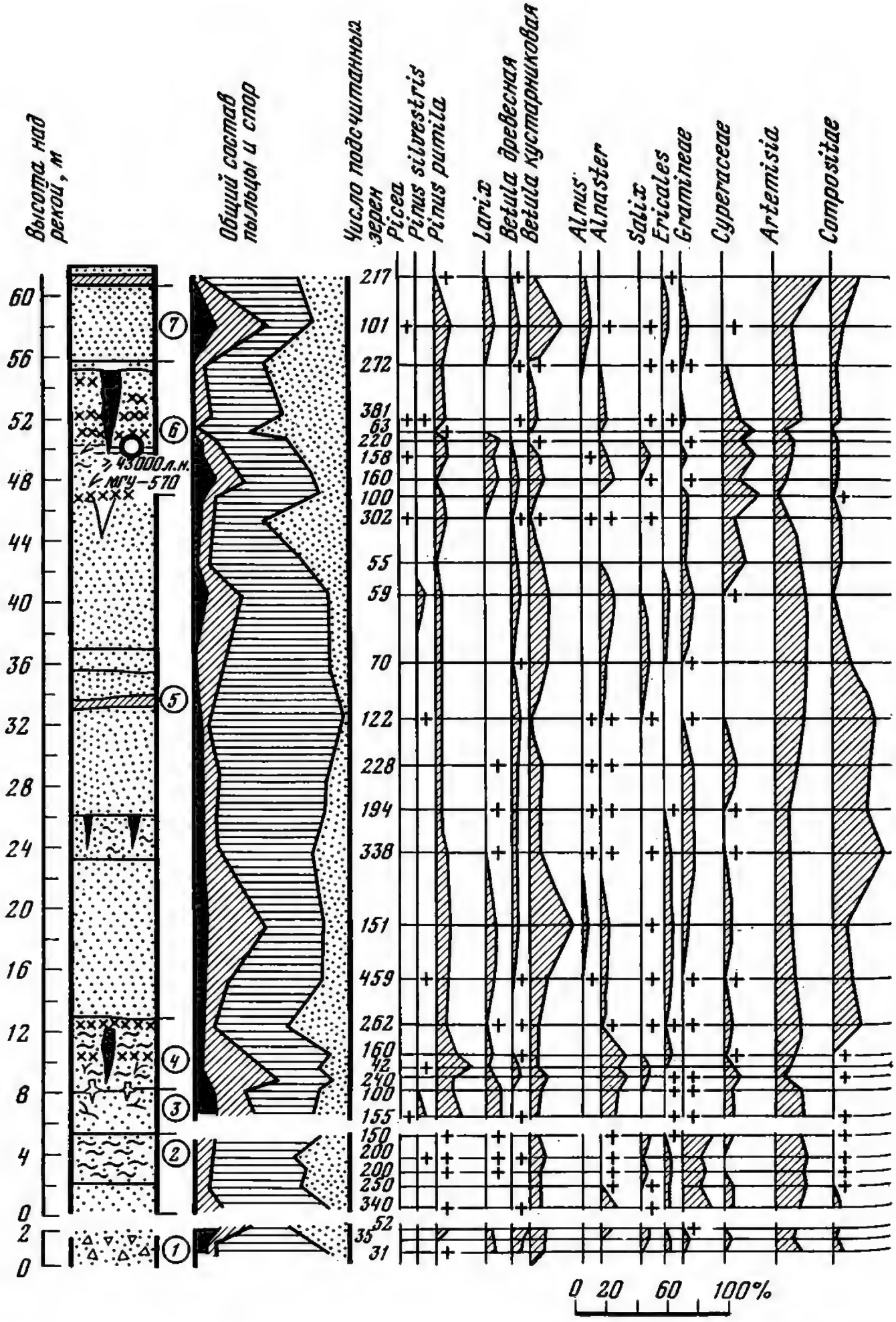
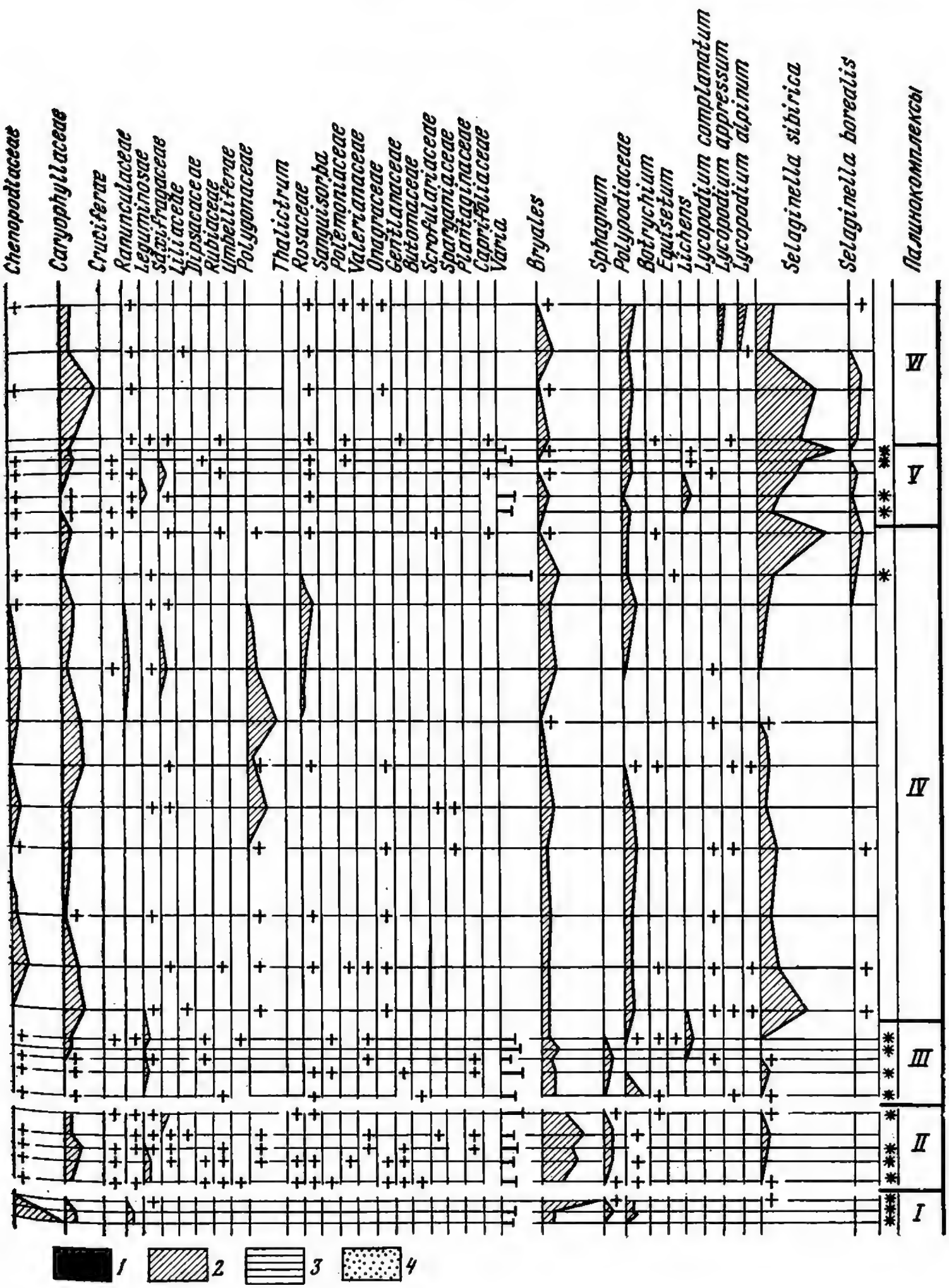


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу Улахан-Сулар

1 — пыльца деревьев; *2* — пыльца кустарников; *3* — пыльца трав; *4* — споры. Содержание пыльцы и спор отдельных таксонов дано в процентах от общего числа подсчитанных микрозерен; крестиком показано содержание менее 2%. Образцы, помеченные звездочкой, изучены Г. Г. Карташовой, остальные — Г. Н. Шиловой



флоры отражает более существенную роль лиственничных лесов. Вероятно, эти различия связаны с тем, что макрофлора отражает растительность долины, в то время как спорово-пыльцевые спектры являются более интегральными, отражающими растительность территории в целом.

Палинокомплекс III выделяется в отложениях пачки 3 и нижней части пачки 4. Он существенно отличается от палинокомплекса II, что, возможно, отражает размыв между пачками 2 и 3. Здесь возрастает роль пыльцы деревьев, которая представлена в основном пыльцой

лиственницы, присутствует также пыльца сосны обыкновенной и березы, увеличивается роль пыльцы кедрового стланика и ольховника, уменьшается количество и разнообразие пыльцы трав, однако достаточно высоким остается содержание пыльцы полыней. Палинокомплекс III отражает более благоприятную климатическую обстановку, вызвавшую увеличение роли древесных и кустарниковых пород (лиственницы, берез и ольховника) в растительном покрове территории.

Количество пыльцы лиственницы здесь значительно больше, чем ее содержание в поверхностных спектрах лиственничных лесов в разных районах Северо-Востока СССР [Васьковский, 1957; Карташова, 1969], что позволяет предполагать существование на территории впадины хорошо развитых лиственничных лесов типа северной тайги. В окружающих впадину горах граница леса, вероятно, была выше современной. В то же время обилие пыльцы полыней и присутствие пыльцы гвоздичных, маревых а также плаунка сибирского дают основание думать, что склоны южной экспозиции были заняты степными группировками; видимо, были развиты и слабо задернованные склоны. Следует отметить, что выводы о характере растительного покрова территории, вытекающие из особенностей палинокомплекса III, хорошо согласуются с выводами, сделанными на основе анализа макрофлоры из пачки 3 (см. таблицу, обр. 4, 5).

Рассмотренный палинокомплекс III, по-видимому, относится к тем же слоям, что и палинокомплекс, полученный А. И. Томской из «нижней толщи» [Томская, Саввинова, 1971, табл. 1, обр. 14—19]. В спектрах А. И. Томская отмечает несколько бóльшую роль пыльцы сосен (Pinus silvestris до 16%, P.s./g Haploxylon до 15%), постоянное присутствие пыльцы Picea sect. Eupicea (до 6%); в одной из проб встретилась пыльца Picea sect. Omorica (5,6%) [5]. А. И. Томская на этом основании сделала вывод о существовании сосново-лиственничных лесов с примесью ели. Полученные нами палинологические материалы, а также данные о составе флористических остатков (см. таблицу) не позволяют присоединиться к этому выводу. По нашим данным, леса в эпоху накопления пачек 2 и 3 были лиственничными с примесью березы; пыльцевые зерна сосен и елей, определенные А. И. Томской, по-видимому, следует считать заносными или переотложенными [6].

Палинокомплекс IV выделяется в верхней части пачки 4 и в пачке 5. В нем сокращается количество пыльцы деревьев и кустарников, возрастает роль пыльцы трав, среди которых доминируют полыни, сложноцветные, гвоздичные, маревые и злаки.

Примечательно практически постоянное присутствие спор плаунка сибирского — типичного обитателя сухих щебнистых, а также степных склонов Северо-Востока СССР. Присутствие небольшого количества пыльцы кустарниковых берез, кедрового стланика, ольховника, вероятно, указывает на то, что эти кустарники могли присутствовать в долинном комплексе. Спектры отражают существенное увеличение (до преобладания) площадей, занимаемых травяными и степными сообществами, и сокращение роли лиственничных редколесий с ерником. В конце этой фазы территория впадины, по-видимому, стала безлесной.

Следует отметить, что аналогов палинокомплекса IV среди современных спектров Якутии и Северо-Востока СССР не имеется.

Палинокомплекс V выделяется в осадках нижней части пачки 6,

---

[5] Здесь и далее приводятся проценты в пересчете от общего числа определенных микрозерен.

[6] По нашим определениям, во всей толще Улахан-Сулара присутствует переотложенная пыльца сосны подрода Haploxylon (от 1 до 27 зерен), ели (в 8 образцах от 1 до 5 зерен), тсуги (в двух образцах — 1 и 4 зерна), пихты (1 зерно), споры папоротника Osmunda (2 зерна).

Здесь вновь появляется в ощутимых количествах пыльца лиственницы, обильна пыльца осок; в то же время весьма высок процент спор плаунка сибирского. Эти спектры также не имеют полных аналогов среди современных спектров Северо-Востока СССР. По-видимому, они отражают еще одну «лесную» фазу в истории развития ландшафтов Туостахской впадины, хотя роль лесных (лиственничных) сообществ в ландшафтах в этой фазе была несколько меньше, чем в первой лесной фазе (палинокомплекс III). Вероятно, долины были заняты лиственничными редколесьями, а на водоразделах и склонах господствовали травянистые ландшафты; значительные площади занимали слабо задернованные участки с обилием плаунка сибирского.

Палинокомплекс VI близок к палинокомплексу IV. Для него характерна ведущая роль полыней[7], сложноцветных, гвоздичных и спор плаунка сибирского. Можно думать, что облесенность территории вновь уменьшилась, слабо задернованные и занятые степными группировками участки снова стали преобладать по площади.

Анализ спорово-пыльцевой диаграммы разреза Улахан-Сулар приводит к выводу, что в течение эпохи накопления вскрытых в нем осадков существенных перестроек флоры и растительности не происходило. Бóльшую часть времени господствовали открытые травянистые ландшафты (степные, луговые, тундровые), отражающие сухой, резко континентальный климат. На этом фоне отмечается две фазы увеличения облесенности территории. В первую фазу территория была занята лиственничными лесами с примесью березы, во вторую — распространились лиственничные редколесья. Таким образом, нижняя лесная фаза отражала климат более теплый и влажный, вероятно близкий к современному или даже теплее. Однако даже в эти фазы травяные группировки с весомой ролью полыней, по-видимому, занимали значительные площади. На заключительном этапе накопления улахан-суларской свиты значительное распространение приобрели слабо задернованные участки, на которых произрастал плаунок сибирский.

Выводы, вытекающие из сопоставления полученых нами новых материалов о строении 70-метровой террасы Туостахской впадины с ранее собранными данными, можно сформулировать следующим образом:

1. Нижние слои разреза («адычанские слои», пачки 1 и 2), вмещающие древнюю (верхнеплиоценовую) фауну, характеризуются семенной флорой, относящейся к долинному комплексу северо-таежной зоны. Палинологические данные свидетельствуют о широком распространении, а возможно, и преобладании открытых травянистых ландшафтов лугового и степного типа, что хорошо согласуется с обилием в этих слоях остатков фауны травоядных.

2. Основная часть разреза (улахан-суларская свита, пачки 3—7) относится к среднему плейстоцену. Лишь для самых верхних слоев (пачки 6 и 7) можно предположить верхнеплейстоценовый возраст, хотя это предположение требует дополнительного обоснования.

3. На протяжении эпохи накопления улахан-суларской свиты на территории Туостахской впадины, по палинологическим данным, преобладали открытые ландшафты с господством травяных группировок лугового, степного, возможно, тундрового типа. На этом фоне выделяются две фазы возрастания облесенности территории. Более ранняя ознаменовалась широким распространением лиственничных северотаежных лесов в условиях климата, близкого к современному. Более поздняя весьма специфична и отражает распространение лиственничных редколесий при широком развитии слабо задернованных участков, поросших плаунком сибирским.

[7] А. И. Томская в верхней части песчаной толщи выделила палиноспектры, в которых содержание пыльцы полыней еще больше (до 50%).

4. Улахан-суларская свита представляет собой конститутивную аллювиальную толщу, накопившуюся при непрерывном существовании многолетнемерзлых пород со среднегодовыми температурами не выше —3÷5° С. Таким образом, разрезы толщи дополняют пока немногочисленый список разрезов, в которых фиксируется непрерывное существование многолетнемерзлых пород в Северной Якутии со среднего плейстоцена.

5. Одновозрастна улахан-суларской свите, по-видимому, верхняя часть песчаной толщи Верхоянской впадины, сходная с ней по литологическим особенностям и характеру спорово-пыльцевой диаграммы [Сергеенко, Сопоева, 1971].

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А. К. История становления копытных леммингов в плейстоцене.— В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.

Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1978.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии по млекопитающим. М.: Наука, 1977.

Васьковский А. П. Спорово-пыльцевые спектры современных растительных сообществ крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления четвертичной растительности.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1957, № 11.

Гончаров В. Ф., Титков А. С. Кайнозойские отложения Дербекинской, Туостахской и Адычанской впадин.— В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968.

Карташова Г. Г. Спорово-пыльцевые спектры лиственничных лесов северного побережья Охотского моря.— Вестн. МГУ. 1969, № 6.

Котов А. А. Новые местонахождения позднеплиоценовой и четвертичной фауны млекопитающих в Верхоянье.— Бюл. МОИП, 1978, № 5.

Сергеенко А. И., Сопоева А. С. Литолого-палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1971.

Томская А. И., Саввинова Г. М. Спорово-пыльцевые спектры плейстоценовых отложений бассейна среднего течения р. Яны.— В кн.: Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1971.

Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971.

Шер А. В. О некоторых стратиграфических рубежах позднего кайнозоя Северо-Востока СССР.— В кн.: XIV Тихоокеан. науч. конгр. Тез. докл. Хабаровск, 1979. Ком. В. Секция В III, М., 1979, т. 2.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551.8.89

В. В. КОЛПАКОВ

ЭОЛОВЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИЛЕНСКОЙ ЯКУТИИ

Изучая четвертичные отложения в среднем и нижнем течении Лены, в нижнем течении Алдана и Вилюя, мы постоянно находили свительства весьма значительной роли ветра в осадконакоплении и рельефообразовании четвертичного периода.

Эоловые образования в Якутии исследовали С. С. Кузнецов [1927], С. С. Коржуев [1960], Г. Ф. Лунгерсгаузен [1961], А. И. Медянцев [1962], автор [1970, 1973], О. А. Борсук и др. [1975]; и др., однако новые наблюдения раскрыли более широкую и в то же время более детальную картину, которую необходимо учитывать при дальнейших работах. Имеется в виду, что геологи-съемщики, поисковики и др. в большинстве случаев не замечали и не наносили на геологические карты открытые или погребенные поверхности древней дефляции, а скопления пыли и некоторые скопления эоловых песков рассматривали как аллювиальные, озерно-аллювиальные, флювиогляциальные или склоновые образования.

Значительная доля эоловых отложений в объеме всех четвертичных отложений Якутии (примерно третья часть), выдержанность эоловых горизонтов на большом протяжении, прямая связь их с климатическими событиями и с климатическими ритмами прошлого требуют по новому подходить к эоловой формации при создании геологических карт, а также при картировании четвертичных отложений, мерзлотном картировании и дальнейшей разработке вопросов четвертичной стратиграфии, неотектоники, геоморфологии и палеогеографии.

Эоловая формация представлена в Якутии тремя фациями — дефляционных пустынь, песков и покровов эоловой пыли.

ФАЦИЯ ДЕФЛЯЦИОННЫХ ПУСТЫНЬ

Дефляционные пустыни представляли собой пространства, оголенные в результате деятельности ветров, выносивших из них в другие места песок и пыль. При наличии в развеваемом грунте крупных обломков пород, валунов или гальки они шлифовались песчаной поземкой, стесывались, превращались в ветрогранники и фасетчатые камни и концентрировались на поверхности. Обстановка отличалась большей суровостью и постоянством ветров, чем в местах зарождения современных пыльных бурь. Поверхности, фиксированные ветрогранниками и фасетами, легко распознаются в разрезах.

В настоящее время каменистых дефляционных пустынь в Якутии нет. Находимые ветрогранники за очень небольшим исключением являются реликтами прошлого. В связи с этим формирование современных ветрогранников представляет особый интерес. Хотя на большей части Якутии выпадает очень мало осадков — не более 250 мм/год, для развития пустынь не хватает сильных ветров. Среднегодовая скорость ветра, по данным Справочника по климату СССР [1964—1970], на

равнинах Центральной Якутии составляет 1,2—2,5 м/сек, в долине Лены, где ветры более часты и сильны, она колеблется в среднем течении в пределах 1,8—3,1 м/сек, в нижнем течении — 4,1—4,4 м/сек. Самые ветренные места отмечаются там, где река подходит близко к горам. Это район «ленской трубы» около пос. Кюсюр, где в год бывает до 62 дней со скоростью ветра 15 м/сек и более, и районы устья Вилюя и г. Сангар, где число таких дней достигает 90. Наибольшие вероятные скорости ветра за год в Кюсюре 29 м/сек, в Сангаре — 36 м/сек, за 20 лет соответственно — 41 и 51 м/сек. Только в этих местах сложились условия, достаточные для огранки некоторых камней на косах, открытость которых между тем обусловлена не ветром, а речной деятельностью. Непосредственно по соседству на высокой пойме растительный и почвенный покров дефляцией не нарушен. Коса с современным гранением гальки замечена нами выше д. Говорово. Общая площадь ленских кос, где происходит огранка, вряд ли превышает 1 км^2.

Древние дефляционные пустыни с ветрогранниками выделены в бассейне Лены на площади более 40 000 км^2. Ветрогранники располагаются здесь либо в основании четвертичных толщ, либо на границе четвертичных наносов разного состава, либо же лежат открыто на террасах и междуречьях, в той или иной мере перекрытые лишь дерном. Существовали также и некаменистые пустыни, но выделение их гораздо менее определенно.

Реликты дефляционных пустынь сохранились в долине Средней Лены на участке между устьем р. Витим и г. Олекминск (рис. 1). Первым ветрогранники здесь заметил С. В. Обручев [1928]. Ниже, между городами Олекминск и Покровск, вдоль левого берега Лены протягивается покровская терраса высотой 16—45 м, почти не несущая аллювия. Можно полагать, что он развеян, но оставшаяся галька доломитов и известняков не сохранила эоловую огранку, так как подверглась коррозии. На участке между Покровском и устьем Алдана ветрогранники обнаружены только в скважине у сел. Бысылан-Аллах в районе д. Чурапча на глубине 63 м. В нижнем течении Лены ветрогранники наблюдались нами от устья р. Вилюй до пос. Кюсюр, Н. И. Гогиной они отмечены еще ниже, у пос. Тит-Ары, Г. Ф. Лунгерсгаузеном — в дельте Лены на о. Сардах. Наиболее обширные дефляционные пустыни установлены на правобережье Вилюя в районе р. Тонгуо, в бассейне р. Линде (см. рис. 1) и р. Хоруонка, впадающей в Лену ниже Линде. Значительное поле дефляционного рельефа дешифрируется между Леной и р. Сингюде, притоком р. Молодо. К западу от Лены фрагменты дефляционных пустынь наблюдались В. В. Жуковым и Л. Я. Пинчук на Северо-Сибирской приморской низменности, М. А. Бардеева и др. видели ветрогранники на южной окраине Анабарского плато. Восточнее Лены до Колымы поля ветрогранников неизвестны.

По возрасту древние поверхности дефляции в зависимости от их положения относительно толщ четвертичных отложений, главным образом речного и ледникового генезиса, делятся на три группы.

1. *Раннеплейстоценовая пустыня.* Реликты установлены главным образом на правобережье Вилюя около устья р. Мархa и в бассейне нижнего течения рек Тонгуо и Чыбыда. Ветрогранники сохранились на поверхности равнины, сложенной мезозойскими и предположительно неогеновыми и неоген-нижнечетвертичными отложениями на высоте 50 м и более над урезом Вилюя. В переотложенном состоянии они замечены в составе базального галечника чыбыдинской террасы Вилюя. Галечник лежит на цоколе высотой 16—19 м и датируется по фауне тираспольского комплекса ранним плейстоценом [Алексеев и др., 1972]. Особенность пустыни — ее удаленность от гор и районов плейстоценовых оледенений. Относить ли эту пустыню к перигляциальному типу и искать синхронную ей морену или же рассматривать ее как

реликт пояса теплых пустынь, мигрировавших через Якутию с севера на юг вслед за отходом на юг субтропических лесов при похолодании климата Земли, пока неясно. Разрез, где пустынный горизонт перекрыт наносами, наложенными, возможно, непосредственно после прекращения дефляции, вскрыт скважиной в районе д. Чурапчи, но надлежащим образом он еще не изучен. Сопровождалась ли дефляция морозобойным растрескиванием, не выяснено.

2. *Пустыня времени самаровского оледенения.* Прослежена на левобережье Лены в районе пос. Жиганск [Колпаков, 1970], на р. Линде, в обнажении Чиримый-Хая на Лене в 65 км ниже устья р. Линде в основании озерно-аллювиальных песков ширтинско-казанцевского возраста. В среднем течении Лены самаровские ветрогранники выделяются в средней части разреза бестяхской террасы, разграничивая аллювиальные пески тобольского горизонта и озерно-аллювиальные пески ширтинско-казанцевского возраста. Такое соотношение наблюдается в районе пос. Пеледуй и деревень Джерба и Чапаевская. Против д. Кочегарово на участках в районе устья р. Нюя аллювий с террас развеян, и ветрогранники лежат на оголенных цоколях высотой 7 и 19 м. Реликты пустыни расположены в перигляциальной зоне верхоянских и патомских ледников, они составляют парагенетический комплекс с эоловыми песками и пылеватыми отложениями и коррелируются с самаровской мореной Приверхоянья.

3. *Пустыня времени сартанского оледенения* — перигляциальная; она связана с эпохой убывания оледенения и отражает ее динамические подробности. В максимальную стадию оледенения — жиганскую [Колпаков, Кинд, 1974] ледник выдвигался с Верхоянья на территорию, покрытую главным образом, некаменистыми отложениями, и ветрогранники в зоне дефляции почти не возникали. Во вторую, улахан-кюельскую стадию стояния сократившегося ледника зона дефляции переместилась на морены первой стадии и ветрогранники были сформированы во множестве из ледниковых валунов. Таков «верхний» горизонт ископаемой пустыни у пос. Жиганск [Колпаков, 1970]. При дальнейшем сокращении ледника и освобождении от него долины Лены дефляция на большей части пустыни резко сменилась пыленакоплением. Прикрытый пылеватыми отложениями горизонт ветрогранников прослеживается вдоль левого берега Лены от Жиганска на 100 км вверх и на 20 км вниз. По-видимому, он же представлен и ниже на участке Сиктях—Говорово. Этот горизонт распространяется в глубь ленского правобережья и выступает в большом количестве обнажений на правых притоках Лены. В сигенехскую стадию, когда ото льда была освобождена уже часть Приверхоянской возвышенной равнины, огранка камней вблизи края ледника почти не происходила. Зато дефляция особенно сильно проявилась в приречной части Ленской долины. Между устьями рек Дянышки и Менкере на протяжении 270 км образовалась выемка глубиной в несколько метров и шириной в несколько километров. Выемка находится на правом берегу, высота которого 30—50 м. С запада дно ее почти всюду подрезано Леной, с востока оно ограничено четким, почти прямолинейным дефляционным уступом, сложенным неразвеянной супесью. На дне выемки наблюдаются ветрогранники и продольные песчаные гряды. Дефляция развилась на пылеватых отложениях конца улахан-кюельской стадии, уничтожила часть их покрова, обнажила скрытый под ним горизонт улахан-кюельских ветрогранников и вызвала повторную обточку камней.

Самая поздняя по времени дефляционная пустыня обнаружена на р. Тумара в 10—18 км ниже пос. Сегян-Кюель (см. рис. 1). Горизонт ветрогранников здесь наложен на конечноморенные отложения четвертой, сегемдинской стадии стояния края сартанского оледенения. Развитие дефляции произошло у выхода из гор Тумаринского трога, в ко-

тором в горах еще сохранялся ледник. Затем сила ветров упала и поверхность дефляции была занесена песком и пылью. Пустыня развивалась в интервале 15 000—10 000 лет назад.

Вне ледниковой области дефляция сартанского времени оставила следы в разрезе 12—15-метровой террасы Лены в устье р. Витим на о. Липаевский и на севере в районе пос. Тит-Ары.

Далеко не везде удается отнести ветрогранники к какой-либо из перечисленных трех возрастных групп. Так, на обширном междуречье Вилюя и Линде, где горизонт ветрогранников находится на поверхности на коренных породах, велика вероятность того, что камнегранильные пустыни возникали здесь неоднократно. Обращает внимание отсутствие ветрогранников, которые можно было бы определенно связать с зырянским оледенением.

В горизонтах дефляции можно видеть разные типы ветрогранников. Наиболее часты «перевертыши», ограненные со всех сторон. Эти камни в период обточки перевертывались. Имеются участки, где преобладают трехгранники или дрейкантеры, сформированные при господстве ветров одного направления. Встречаются «лежаки», которые обтачивались только сверху, когда нижняя их часть была погружена в грунт. Лежаки в устье Витима показывают, что ветры дули здесь с ЗЮЗ. Очень мелкие ветрогранники размером 0,3—0,5 см были обточены, будучи приморожеными к грунту.

ФАЦИЯ ЭОЛОВЫХ ПЕСКОВ

Современные эоловые пески в отличие от современных эоловых отложений других фаций имеют несоизмеримо большее распространение. Они покрывают значительные пространства. Достаточно назвать вилюйские, тюнгские, линденские тукуланы, среднеленские пески в районе поселков Батамайы, Нюя, Джербы, у г. Олекминск, пески Самум-Кумах выше устья р. Буотама, пески бассейна рек Синяя и Меличан. Современным пескам посвящена значительная литература [Коржуев, 1960; Кузнецов, 1927; Невяжский, Биджиев, 1960; и др.]. Эти пески выдуваются с подмытых реками обнаженных склонов или из котловин выдувания, разросшихся на обнаженных склонах, и образуют вытянутые вдоль бровок валы или же параболические, линейные и эллипсоидальные дюны, выдвигающиеся в сторону от рек. Пески ползут вверх по склонам, поднимаясь на десятки и даже сотни метров. Они засыпают растительность, а затем зарастают сами. Местами среди песков развиваются вторичные дефляционные котловины, углубляющиеся ниже ранее засыпанной почвы и поставляющие дополнительный эоловый материал. Эоловые пески формируются за счет других четвертичных отложений, чаще всего озерно-аллювиальных ширтинско-казанцевского возраста. Молодые дюны можно видеть и на речных косах. Но процесс перевевания песков не прогрессирует. Берега, которые уже не подмываются, зарастают; в котловинах выдувания на междуречных равнинах развиваются озера и болота. Большую роль играет климат, и, будь он теплее, при том же количестве осадков и той же силе ветров эоловый процесс в песках усилился бы благодаря понижению границы сезонного протаивания грунта и фильтрации вод из эоловых котловин.

Древние эоловые пески мало изучены. Рельеф их снивелирован денудацией, и они трудно отличимы или без специальных исследований неотличимы от подстилающих отложений водного генезиса, на которых чаще всего залегают. Местами заметны их гряды, вытянутые под углом к современным дюнам. Наиболее заметны древние пески там, где они навеяны в виде плаща на скальные породы. Мощность плаща достигает несколько метров, слоистость нечеткая. По-видимому, эоловым пескам Якутии присуща не столько косая дюнная слоистость, сколько близкая

к горизонтальной, согласная с рельефом пологих песчаных волн шириной в сотни метров и высотой гребней порядка 2—5 м, а также наслоение типа облекающей присыпки. Очень пологая слоистость представлена в самом большом на Средней Лене Кыллахском обнажении в районе Олекминска (рис. 2).

Древние песчаные толщи обычно экспонированы на поверхность, чаще всего они перекрывают отложения казанцевского времени и относятся к верхнему плейстоцену; отдельные большие скопления заросших песков перекрывают морены жиганской, улахан-кюельской и сигенежской стадий, и возраст их определяется как позднесартанский. Интересны пески, распространенные восточнее бассейна р. Лена между реками Дулгалах и Сартанг. Эти пески поднимаются из долин в горы. Их возраст видимо средне-верхнечетвертичный. Только в обнажении правого берега Лены в 80—90 км выше устья р. Алдан прослеживается погребенный горизонт дюнных песков с мощностью косых серий до 17 м (см. рис. 2). Здесь пески участвуют в строении бестяхской террасы. Они коррелируются с мореной самаровского оледенения Нижней Лены. Мощность эоловых песков обычно составляет 5—10 м, редко больше.

ФАЦИЯ ЭОЛОВОЙ ПЫЛИ

Современные пылеватые отложения в приленской Якутии представляют большую редкость. Область, где они накапливаются в заметном количестве, не превышает нескольких квадратных километров. Пыль в основном накапливается над бровкой свежеподмытого берегового обрыва Нижней Лены на мысах Чоноко, Джяской, Хоронхо (район г. Жиганск), между устьями рек Соболох-Маян и Менкере. Обрывы сложены юрскими глинисто-песчано-алевритовыми отложениями, податливыми к развеванию. Пыленакопление происходит тем интенсивнее, чем выше обрыв, т. е. чем больше площадь развевания и чем значительнее разница в скорости ветра на самом обрыве и над его бровкой. С другой стороны, пыленакоплению благоприятствуют растущие над бровкой леса, и чем они гуще, тем лучше улавливают пыль. На открытых местах пыль выдувается дальше от берега и рассеивается. В рассматриваемой области интенсивного пыленакопления нам приходилось наблюдать, как в то время, когда над рекой бушевал ветер, в лесу над береговым обрывом стояло затишье и листва густо покрывалась пылью. Засыпая кустарнички, лесные мхи, пыль периодически вызывает их гибель. Возникает горизонтальная слоистость. Слои более чистой пыли чередуются со слоями растительных остатков и погребенными почвами. По мере накопления слой за слоем переходят в многолетнемерзлое состояние, и этим обеспечивается прекрасная консервация погребенных органических остатков. Местами эоловую толщу пронизывают клинья льда, но для широкого образования льдов участки, граничащие с крутыми склонами, мало благоприятны. Они слишком сухи, а дальше от берега в область болот пыль почти не долетает. Переполненные остатками растений современные скопления пыли местами напоминают торф. Их мощность достигает 10 м. В глубь берега они прослеживаются на 400—500 м, постепенно сходя на нет. Скорость накопления пыли по наблюдениям у бровки обрыва может достигать нескольких сантиметров в год.

Древнее пыленакопление в Якутии столь же резко отличалось от современного своей грандиозностью, как и древние дефляционные пустыни от современных участков гранения камней. Древние эоловые пылеватые отложения распространены на громадной площади. Только в бассейне Лены они покрывают более 65 тыс. км^2. Они прослеживаются на Средней Лене узкой полосой вдоль левого берега от Олекминска до Покровска, образуют обширный покров на Центрально-

Якутской низменности: на Лено-Амгинском междуречье, в бассейне нижнего течения Алдана; их можно видеть на берегах Нижней Лены от устья Алдана до окрестностей пос. Кюсюр, в районе пос. Тит-Ары, на высоких островах дельты. Значительные скопления их выделяются на Вилюе между реками Тюкян и Тюнг, а также в бассейнах рек Линде, Хоруонка, Хахчан, Моторчуна, Молодо.

Крупнейший покров пылеватых отложений располагается на приморских низменностях Восточной Якутии (едомная, мусхаинская, ойогосская или воронцовская свиты).

На покровное залегание супесей Лено-Амгинского междуречья указывал Г. Н. Огнев [1927]. Эоловую природу этих отложений доказывал Б. С. Русанов [1968]. Детальное исследование покровных льдистых супесей с реконструкцией ландшафта времени их накопления на равнинах Северо-Востока Азии проведено С. В. Томирдиаро [1969, 1975].

Эоловые пылеватые отложения Якутии делятся на две разновидности. Преобладающая их часть находится в комплексе с клиновыми льдами сингенетического типа, составляющими около половины объема породы. Такие отложения по составу можно называть ледово-мелкоземными, а по генезису — криогенно-эоловыми. Вторая разновидность представлена лёссовидными породами.

Криогенно-эоловые отложения облекают речные террасы, поднимаются из долин на междуречья, распластываются на равнинах. В нижнем течении Лены они обычно поднимаются до высоты 230 м, а на Лено-Амгинском междуречье — даже до 314 м, нередко занимая господствующие высоты и водоразделы. В ряде районов мощность покрова возрастает от долин к водоразделам. Так, если в обнажениях левого берега Алдана, между его устьем и Мамонтовой горой, она составляет 8—15—24—34 м, то в глубине Лено-Амгинского междуречья скважины якутских гидрогеологов прошли со дна аласов до 68—72 м пылеватых отложений, а на относительно высоких межаласных участках равнины, где скважины не бурились, мощность должна приближаться к 100 м. Увеличение мощности пылеватых отложений на междуречьях может быть связано с большей продолжительностью накопления и стабильностью отстойной обстановки вдали от рек.

По гранулометрическому составу эоловой составляющей криогенно-эоловые отложения являются чаще всего глинистыми алевролитами, но среди них есть также песчанистые алевриты, супеси, суглинки, алевритистые глины. Иногда наблюдается переход от песчанистых алевритов к тонким пескам. Для криогенно-эоловых отложений характерна серая, темно-серая, буровато-серая окраска, нередко в них проявлена тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая слойками растительного детрита, структурными льдами; по всему разрезу можно видеть корешки растений, хорошо сохранившиеся. Встречаются горизонты погребенных почв, иногда во множестве. Некоторые погребенные почвы венчаются остатками растительного покрова — мхами, травами (осоки, злаки), кустарничками (брусничные, вересковые), кустарниками (карликовая березка и др.), иногда обнаруживаются стволы березы, пни. На р. Муна в супеси на глубине 7 м в шурфе Н. В. Сибирцева обнаружила зеленую траву, что указывает на большую скорость накопления и промерзания пыли. По сравнению с эоловыми лёссами более южных областей криогенно-эоловые отложения гораздо лучше сохранили первичную текстуру. В их массе выделяются отложения мелких засыпанных пылью озер с тонкостенными ракушками, линзы болотного торфа, погребенные долины ручьев с аллювием, древесными завалами и т. д. Близ коренных склонов в долинах и у подножий гор в криогенно-эоловых отложениях появляются прослои и включения обломочного материала, снесенного сверху. Иногда собственно пыль в таком переслаивании получает даже второстепенную роль. Накопление пыли на

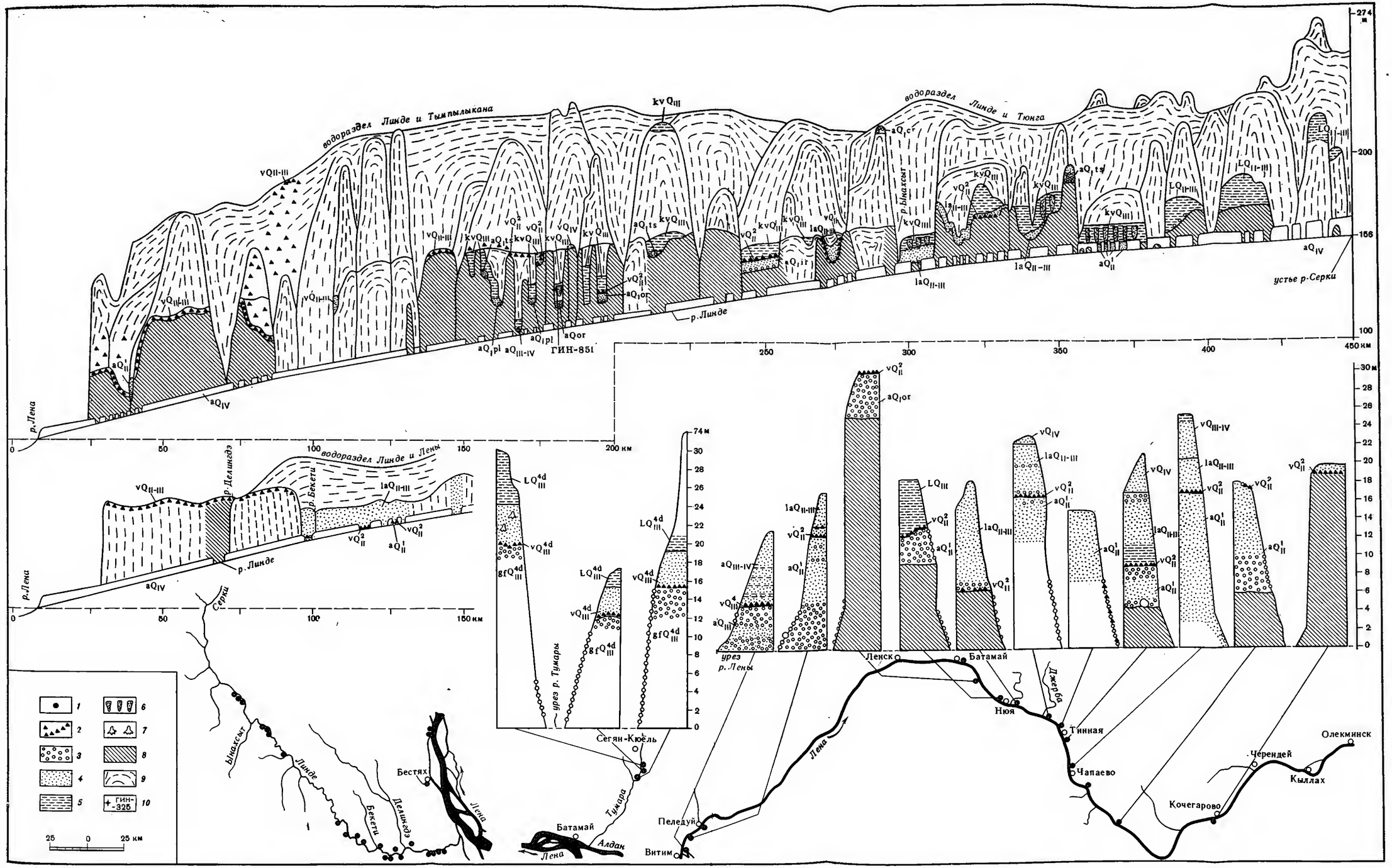


Рис. 1. Реликты дефляционных пустынь в среднем течении р. Лена, на р. Линде и на р. Тумара

Отложения: Q_I^{or} – нижнеплейстоценовые черендейской террасы; Q_I^{ts} — то же, тустахской террасы; Q_I^{pl} — то же, пеледуйской террасы; Q_I^{or} —то же, оручанской террасы; Q_{II}^1 — среднеплейстоценовый тобольский горизонт; Q_{II}^2 — то же, самаровский горизонт; Q_{II-III} — средне-верхнеплейстоценовые; Q_{III} – верхнеплейстоценовые; Q_{III}^4 — то же, сартанский горизонт; Q_{III}^{4d} — то же, сегемдинской стадии; Q_{III-IV} — верхнеплейстоценовые-голоценовые; Q_{IV} — голоценовые; v — эоловые, kv — криогенно-эоловые, L — лёссовидные эоловые, a — аллювиальные, la — озерно-аллювиальные, gf — конечноморенные. *1* — обнажения с ветрогранниками; *2* — ветрогранники; *3* — галечники; *4* — пески; *5* — супеси и суглинки; *6* — лед; *7* — остатки деревьев; *8* — дочетвертичные породы; *9* — необнаженные склоны (фронтальная проекция); *10* — радиоуглеродные пробы с указанием лабораторного номера

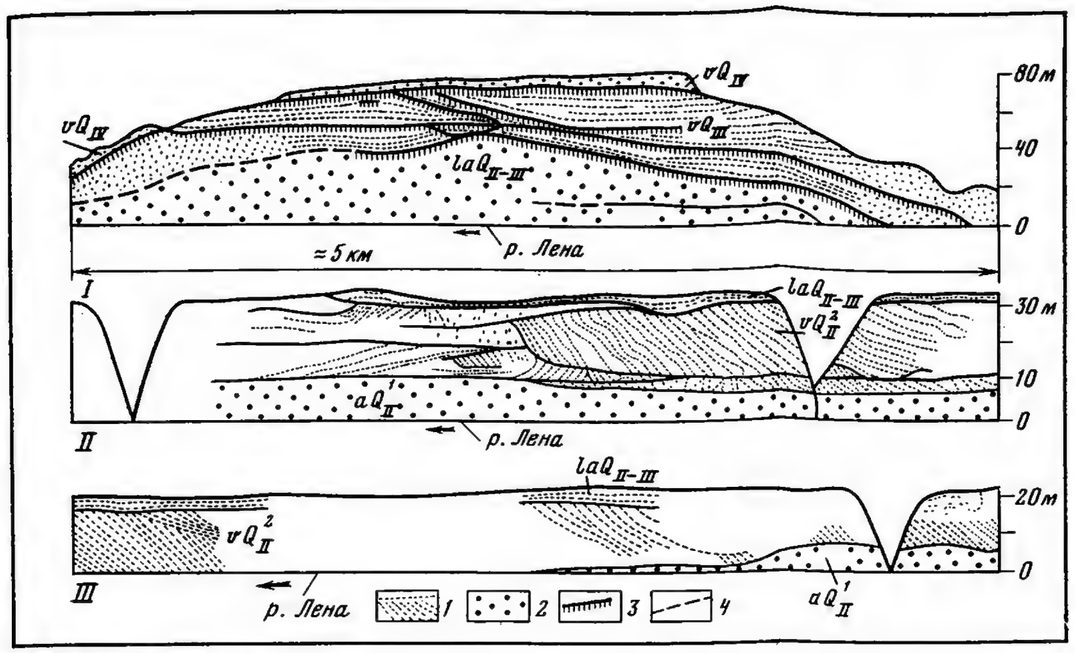


Рис. 2. Эоловые пески

I — в Кыллахском обнажении в районе Олекминска; *II, III* — в 80—90 км выше устья р. Алдан на Лене

1 — пески желтоватые, загрязненные; *2* — пески светло-серые отмытые; *3* — погребенные почвы супесчаные; *4* — условная граница отложений. Возрастные и генетические индексы см. рис. 1

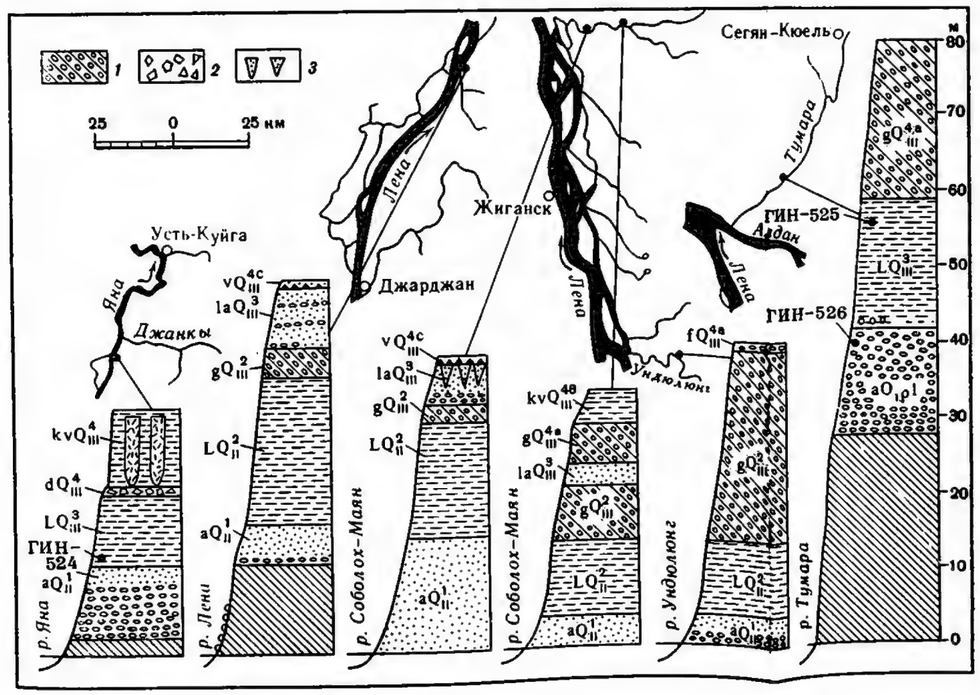


Рис. 3. Выходы лёссовидных пород

Возрастные и генетические индексы и условные обозначения состава отложений см. рис. 1. Дополнительно выделены отложения: Q^3_{III} — каргинский горизонт; $Q^{4a,b,c}_{III}$ — сартанский горизонт накопления жиганского, улахан-кюельского, сигенехского стадиалов; f — флювиогляциальные; g — основная морена; d — склоновые отложения; *1* — валунные суглинки; *2* — щебень; *3* — песчаные клинья

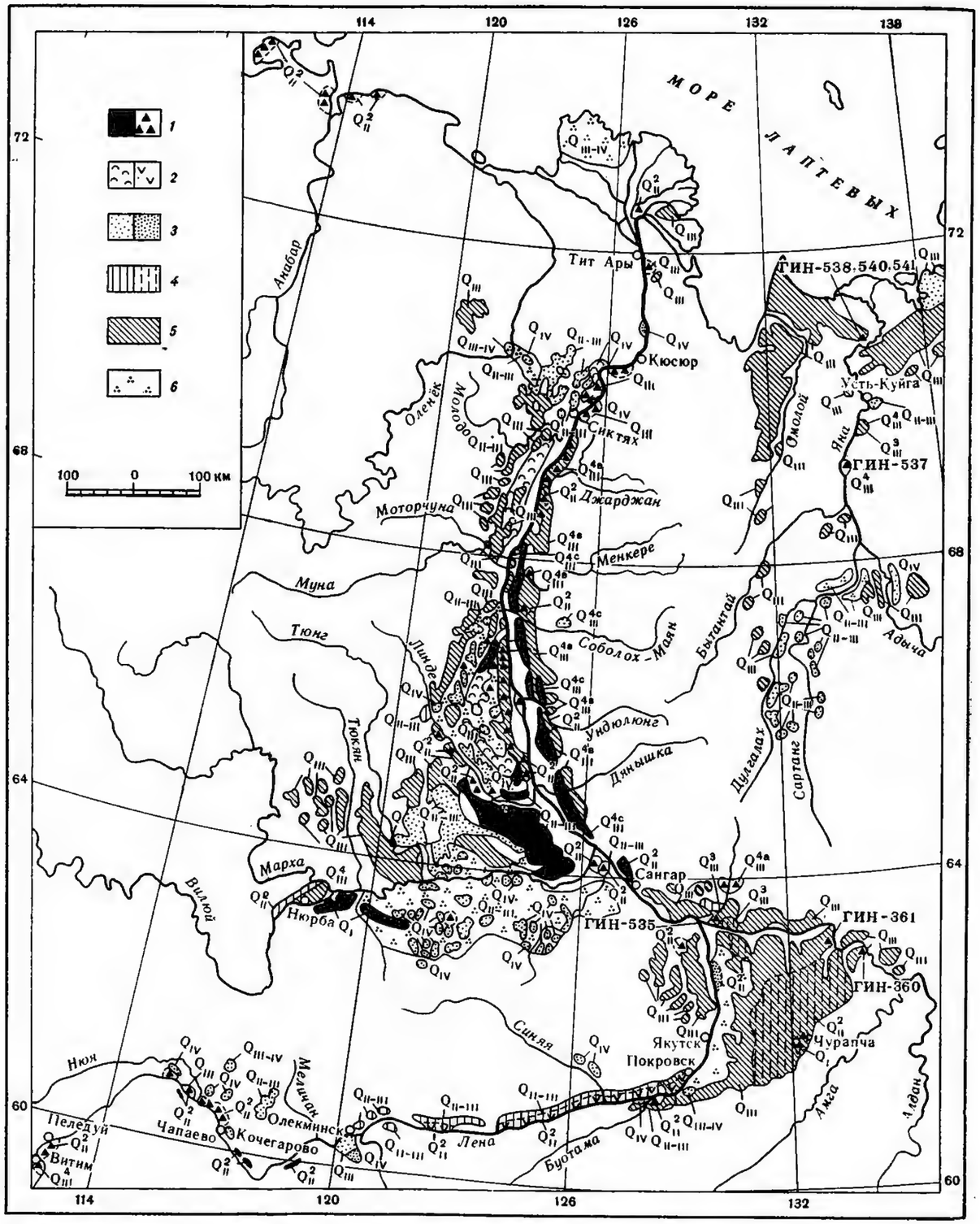


Рис. 4. Четвертичные эоловые образования Приленской Якутии

1 — ветрогранниковые плащи открытые и погребенные; *2* — безветрогранниковые поверхности дефляции открытые и погребенные; *3* — пески открытые и погребенные; *4* — лёссовидные отложения открытые и погребенные; *5* — криогенно-эоловые отложения (покров); *6* — пески эоловые и водные неразделенные. Возрастные и генетические индексы те же, что на рис. 1—3; дополнительный: Q_I — нижнеплейстоценовые отложения

равнинах происходило на больших пространствах, пересеченных реками и ручьями, обладающих различного рода понижениями и возвышениями, и полная монофациальность в строении пылеватых покровов возникнуть не могла.

Контакт с подстилающими породами у покровных льдистых мелкоземов резкий. Они залегают на песчаном и галечниковом аллювии террас, на моренах, на поверхностях, подвергшихся дефляции, на коренных породах, и ни в одном из многих десятков обнажений не наблюдался профиль, который позволил бы считать ледово-мелкоземные отложения продуктами криогенной дезинтеграции субстрата. Это — типичные наносы.

Криогенно-эоловые отложения — наиболее богатый костеносный горизонт Якутии. Почти в каждом их обнажении находятся остатки мамонта, шерстистого носорога, короткорогого бизона, мелкой кабаллоидной лошади, лося, северного оленя и других видов, характерных для позднего плейстоцена. Более точно возраст определяется радиоуглеродными датами. Для местонахождения Мамонтовая Гора и обнажения Россыпное на Алдане получены даты от 38 200±700 лет назад (ГИН-361) до 47 700±1000 лет назад (ГИН-360). Каргинский возраст показали пробы из нижней части разреза едомной свиты в обнажении Мус-Хая между устьем Яны и пос. Усть-Куйга. В 6 м от подошвы возраст обрывков кустарников 41 300±1500 лет назад (ГИН-538), в 7 м — 38 800±1600 лет назад (ГИН-540). В 13 м от подошвы радиоуглеродная проба показала уже сартанский возраст — 15 500±50 лет назад (ГИН-541). Повторные определения возраста льдистых супесей из левобережных обнажений Алдана, проведенные в Ленинграде [Бадинова и др., 1976], дали запредельные даты, т. е. более 50 000 лет назад, что позволяет предполагать наличие здесь слоев зырянского возраста.

О сартанском возрасте части криогенно-эоловых отложений прежде всего свидетельствует их распространение в ледниковую область этого оледенения. В нижнем течении Лены многочисленны примеры налегания криогенно-эоловых отложений на морену жиганской стадии; на реках Ундюлюнг и Тумара покров распространяется на морену улахан-кюельской стадии. На р. Тумара пылеватые отложения налегают на морену сегемдинской стадии. В последнем случае пылеватые отложения столь малольдисты, что их можно отнести к лёссовидному типу. Накопление их произошло на заключительной стадии эоловой активности, незадолго до климатического оптимума голоцена. Непосредственно сартанские даты получены для криогенно-эоловых отложений на р. Тумара в 15 км от устья — 18 500±200 лет назад (ГИН-535), на р. Линде в 180 км от устья — 14 500±250 лет назад (ГИН-851), на р. Яна в 65 км выше пос. Усть-Куйга — 14 200±100 лет назад (ГИН-537). Криогенно-эоловые отложения моложе 10 000 лет неизвестны, зато все вторичные озерные и болотные отложения, развившиеся по криогенно-эоловым отложениям в результате вытаивания льдов, имеют голоценовые даты.

Подошва криогенно-эоловых отложений в бассейне Лены лежит выше уреза рек, на пойму они не распространяются, на I террасу в основном тоже, кроме некоторых сегментов I террасы Вилюя, например около г. Нюрба, где развит покров пылеватых отложений, похожих на криогенно-эоловые. Но здесь, как и всюду, где мощность пылеватых отложений не превышает первых метров, ледяные клинья почти отсутствуют. По-видимому, они вытаяли.

Возраст покровной толщи явно изменяется в латеральном направлении, хотя по составу и происхождению она представляется единой. Интересно, что этап формирования криогенно-эоловых отложений охватил каргинское межледниковье и сартанское ледниковье, климат которых, по крайней мере по режиму ветров, оказался очень сходным.

Лёссовидные породы замещают криогенно-эоловые на юге в среднем течении Лены выше г. Покровск. Здесь они тонким плащем залегают на 16—45-метровой покровской террасе и отдельно — на террасах высотой более 100 м, где они более мощны, порядка 10—15 м. Для них характерны уплотненность и карбонатность.

Севернее, в области развития криогенно-эолового покрова, лёссовидные отложения образуют погребенные горизонты, местами оголенные в результате препарирования. Совместно разные горизонты в обнажениях нигде не наблюдались. Лёссовидные суглинки выступают в нижнем течении рек Тумара, Ундюлюнг, Соболох-Маян, на Лене в 75 км ниже пос. Джарджан. Того же вида отложения есть на правом берегу Яны в 40 км выше пос. Усть-Куйга (рис. 3). Суглинки эти нельдистые, неслоистые, сухие, буроватого цвета, без запаха гнили, характерного для криогенно-эоловых отложений. Их мощность 9—19 м. Везде, кроме Тумары, суглинки залегают на аллювии тобольского возраста, на Тумаре — на нижнечетвертичном аллювии. На Ундюлюнге, Соболох-Маяне и Лене лёссовидные суглинки перекрыты зырянской мореной. Они коррелируются с самаровской мореной и с самаровскими эоловыми отложениями других фаций. По-видимому, аналогом их является нижняя безледная часть пылеватого покрова Лено-Амгинского междуречья и бассейнов рек Линде и Молодо. К самаровскому горизонту относится и пласт супеси, залегающий между двумя аллювиальными свитами, выделяющимися в разрезе 50-метрового уровня Мамонтовой Горы. На Тумаре и Яне возраст лёссовидных пород определен как каргинский датами 43 200±1100 лет назад (ГИН-525) и 43 500±1000 лет назад (ГИН-524). В первом случае суглинки перекрываются мореной, а во втором — криогенно-эоловыми отложениями сартанского возраста. Видимо, каргинский возраст имеют так же безледные супеси, выходящие в средней части разреза Чуйского обнажения на Алдане.

Покровы и пласты пылеватых отложений приленской Якутии по занимаемой площади соизмеримы с древними дефляционными пустынями и массивами эоловых песков (рис. 4). Объем пылеватых скоплений соразмерен с количеством пыли, вынесенной из дефляционных и песчаных пустынь. Так, на Средней и Нижней Лене на значительной площади развеян аллювий древних досамаровских террас — слой песков, алевритов и глин мощностью 15—25 м. В нижнем течении Лены развеванием затронуты также слабосцементированные юрские и меловые терригенные отложения. Большое количество материала выдуто из морен. В районе Жиганска развеяна морена мощностью 5—10 м.

Эоловые процессы произвели существенные преобразования в рельефе Ленской, Алданской, Вилюйской и других долин. Местами, например в районе Олекминска и устья р. Буотама, террасы левого берега были оголены от аллювия, а террасы правого берега надстроены на десятки метров эоловыми песками; затем поверхность дефляции на левом берегу была присыпана пылью. Древние террасы оказались ниже молодых. В районе Якутск—устье Алдана и в глубине левобережья р. Хоруонка пыль особенно обильно накопилась над древними эрозионными уступами и, хотя и скрыла их первичное строение, увеличила их высоту.

В настоящее время, когда воздух Якутии чист, трудно представить, каким он был в период развития дефляционных пустынь и разноса пыли. Огромное количество материала было перенесено ветрами в Якутии, и это увеличивает интерес к изучению современных и былых незримых воздушных рек и к истории климата, который в недалеком геологическом прошлом был весьма отличен от современного. Ветры на большом пространстве не давали укорениться растительности, они же обусловливали направленный перенос спор и пыльцы, что необходимо учитывать при палеоботанических реконструкциях. Животные

стремились находиться в зоне ветрового затишья, т. е. там, где отстаивалась пыль.

Углубленное изучение эоловой формации, уточнение ареалов распространения эоловых отложений, поиски новых стратиграфических эоловых горизонтов, уточнение возраста поверхностей дефляции, песков и пылеватых пород, исследование динамики эоловых процессов открывают весьма большие возможности для развития палеогеографии плейстоцена Якутии. Эоловые отложения, особенно пылеватые, необходимо выделять при поисках полезных ископаемых шлиховым и геохимическими методами, поскольку эти отложения не имеют непосредственной связи с субстратом. Эоловые накопления и формы рельефа необходимо также учитывать при поисках нефтегазоносных структур как маскирующие геологическое строение и усложняющие морфометрический анализ поверхности равнин.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М. Н., Гитерман Р. Е., Дуброво И. А. Местонахождение фауны тираспольского комплекса на р. Вилюе (Восточная Сибирь).— В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972.

Бадинова В. П., Зубаков В. А., Иициксон Е. М., Руднев Ю. П. Радиоуглеродные датировки лаборатории ВСЕГЕИ (ЛГ).— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 45.

Бобринский Н. Н. Об эолово-аллювиальных образованиях в бассейне низовьев р. Лены.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М., 1962. (Тр. ВАГТ; Вып. 8).

Борсук О. А., Горнак А. А., Кирик О. М., Чалов Р. С. Эоловые процессы в долине р. Лены.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 2.

Колпаков В. В. Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1970, № 37.

Колпаков В. В. Палеогеографическое значение четвертичных эоловых отложений севера Восточной Сибири.— В кн.: Некоторые вопросы региональной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1973.

Колпаков В. В., Кинд Н. В. Приленская Сибирь.— В кн.: Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974, т. III.

Коржуев С. С. Речные дюны и условия их образования (на примере долины Лены).— В кн.: Происхождение песчаного рельефа и лёсса. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Кузнецов С. С. Барханная область в Якутском крае.— Природа, 1927, № 10.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири.— В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 3.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Стратиграфия кайнозойских отложений бассейна Средней и Нижней Лены и ее дельты.— В кн.: Совещ. по разработке стратиграфических схем Якутской АССР: Тез. докл. Л., 1961.

Медянцев А. И. Ветрогранники в четвертичных отложениях в низовьях реки Лены.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1962, № 27.

Невяжский И. И., Биджиев Р. А. Эоловые формы рельефа Центральной Якутии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 3.

Обручев С. В. Следы ископаемой пустыни на р. Лене.— Геол. вестн. 1928, т. 6, № 1—3.

Огнев Г. Н. Геологические наблюдения на Лено-Амгинском водоразделе.— В кн.: Материалы Комиссии по изучению ЯАССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1927, вып. 22.

Русанов Б. С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М.: Наука, 1968.

Справочник по климату СССР. Вып. 24. Ч. 3. Якутская АССР. Ветер. Л., 1964—1970.

Томирдиаро С. В. Эволюция озерно-термокарстовых ландшафтов на равнинах Восточной Сибири и динамика подземного оледенения.— В кн.: Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1969, вып. 3.

Томирдиаро С. В. Лёссово-ледовая формация верхнеплейстоценовой гиперзоны в северном полушарии.— В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке. Магадан, 1975.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

УДК 551 : 332.212; 552.144

Ю. К. ГОЛУБЕВ

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТОВ В МОРЕНАХ

Еще Н. М. Страхов [1960] отмечал в качестве главнейшей особенности ледового типа литогенеза наличие в его составе одной единственной стадии — седиментогенеза при почти полном подавлении диагенеза. Все постседиментационные изменения морен, по его мнению, происходят уже после таяния льда и должны быть отнесены к гипергенезу. Позднее некоторые исследователи высказывали соображения о возможности проявления диагенетических процессов в подледной обстановке [Степанов, 1964].

Понятие о диагенезе морены наиболее полно было сформулировано Ю. А. Лаврушиным [1976]. Под диагенезом морены понимаются физико-химические процессы преобразования вещества, слагающего морену, от момента его захвата ледником до отложения в виде моренного пласта. Моренный диагенез, по Ю. А. Лаврушину, имеет ряд существенных, специфических особенностей, отличающих его от диагенеза осадков в обычном понимании. Во-первых, подледный диагенез происходит только под движущимся ледниковым покровом. Соответственно с этим весьма существенным фактором подледного диагенеза является сильное динамическое воздействие движущегося ледника на откладываемый моренный материал и обусловливаемое им периодическое таяние — замерзание вследствие трения в процессе послойного течения льда. Во-вторых, в процессах подледного диагенеза не принимает участие органическое вещество ввиду низких температур в основании ледника.

Наиболее ярко процессы диагенеза проявляются на примере преобразования карбонатного материала, захватываемого ледником из подстилающих пород. При исследовании основных и конечных морен, а также нарушенных ледником флювиогляциальных образований плейстоцена были выявлены многочисленные новообразования карбонатов, рассматриваемые нами как диагенетические. При этом необходимо отметить, что появление карбонатных новообразований в ледниковых и водно-ледниковых условиях — достаточно интересный факт, так как в современных условиях их формирование на суше характерно в основном для аридной и семиаридной зон.

Карбонатные новообразования изучались нами в основных и конечных моренах во многих районах распространения плейстоценовых оледенений на Русской платформе. В процессе изучения морен выявлено важное обстоятельство: все типы диагенетических карбонатных новообразований приурочены к вполне определенным зонам моренного покрова и не зависят от современного географического и климатического положения. Наиболее интенсивно они развиты в тех участках морены или дислоцированных пород ложа, которые в процессе движения моренного покрова испытывали интенсивный стресс. Это, в первую очередь, участки покрова, сложенные породами фации чешуйчатых морен, фации крупных отторженцев, а также конечные морены. На принципиальной схеме строения моренного покрова, опубликованной Ю. А. Лаврушиным [1976], нами дополнительно показана зона конеч-

ных морен и распространение различных типов карбонатных новообразований в моренном покрове (рис. 1).

Возникновение карбонатных новообразований было предопределено типом ледниковых, подземных и грунтовых вод. Лед, как известно, содержит в своем составе включения пузырьков газов. Состав этих газов существенно отличается от атмосферного. Различные исследователи, изучавшие состав газов в ледниках и айсбергах Антарктиды и Гренландии, ледниках Норвегии и Альп, отметили везде повышенное в десятки и сотни раз содержание CO_2 и соответственно пониженное по сравнению с атмосферой содержание O_2. В некоторых случаях содержание CO_2 в пузырьках составляло 14,2% [Ленгуэй, 1964]. Таким образом, ледниковые воды содержат в своем составе CO_2, необходимый для мобилизации карбонатного материала. Кроме того, важный источник поступления вод, содержащих CO_2, а также, возможно, и растворенный $CaCO_3$, — внедрение в ледник подземных и грунтовых вод вследствие повышения их пьезоуровня под действием ледниковой нагрузки. Возможность такого процесса рассмотрена в работах Э. А. Левкова и др. [Левков, Лавров, 1974; Левков, 1980]. По данным этих исследователей, не исключена возможность проникновения в толщу льда даже глубинных высокоминерализованных вод по разломным зонам, также под действием ледниковой нагрузки.

В результате проведенных исследований можно выделить три основных типа диагенетических карбонатных новообразований.

Первый из них — это выделения пелитоморфного карбоната на плоскостях плитчатой отдельности морены, на поверхностях валунов в моренах, а также выделения пелитоморфного карбоната в моренном мелкоземе. Подобные новообразования карбонатов были достаточно подробно изучены Ю. А. Лаврушиным с соавторами [Лаврушин, Рен-гартен, 1974; Лаврушин, 1976; Лаврушин, Голубев, 1980]. Важный показатель диагенетической природы этих новообразований — обнаружение карбонатных налетов на валунах в толще мореносодержащего льда в Гренландии. Формирование подобных новообразований, с нашей точки зрения, связано с процессом замораживания растворов режеляционных вод, находящихся между плитками мореносодержащего льда, в момент разрядки сдвиговых напряжений во льду.

На ледниковом ложе это явление выражается в образовании кальцитовых корок. Подобные корки были описаны рядом зарубежных исследователей как в основании современных ледников Северной Америки, Альп, Скандинавии [Bauer, 1961; Kers, 1964: Ford a. o., 1970; Hallet, 1976a, 1978; и др.], так и в погребенном состоянии на скальном основании ложа плейстоценовых ледников Скандинавии [Bjakke, Dypvik, 1977]. Новообразованные корки были приурочены к дистальным частям небольших западин ледникового ложа и представляли собой образования натечной формы, верхняя поверхность которых была осложнена многочисленными выступающими ребрами. Примечательно, что ребра натечных корок ориентированы по направлению движения ледника. Корки были сложены кальцитом, содержащим незначительную примесь терригенного материала. Толщина корок достигала нескольких сантиметров, длина — десятков сантиметров.

В Смоленской области в известковом карьере вблизи с. Городище аналогичного типа натечные карбонатные образования были обнаружены нами на ледниковом ложе, сложенном каменноугольным известняком, перекрытым мореной московского оледенения мощностью до 5 м. Известняк был представлен мелкозернистой органогенной разностью серого цвета. Кровля известняка была интенсивно трещиновата и разбита на блоки. Натечные карбонатные новообразования были обнаружены на вертикальных стенках блоков известняка.

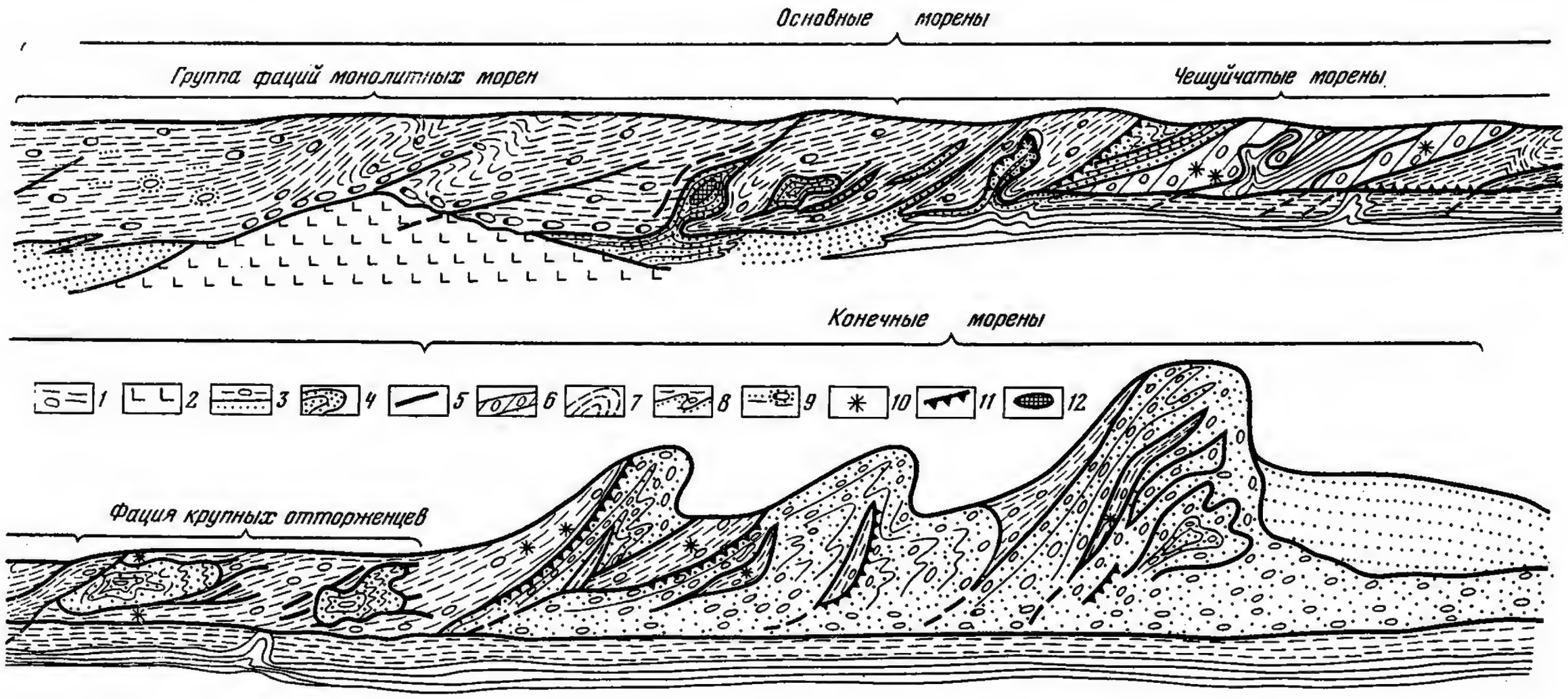


Рис. 1. Распространение карбонатных новообразований в основной и конечной моренах

1 — моренный суглинок; *2* — скальные породы ложа; *3* — ледниковое ложе, сложенное рыхлыми породами; *4* — гляциодиапиры; *5* — надвиги; *6* — моренные чешуи; *7* — чешуи пород ледникового ложа; *8* — текстуры захвата; *9* — выделение пелитоморфного карбоната на плоскостях плитчатой отдельности морены и на поверхности валунов; *10* — гляциострессовые конкреции; *11* — карбонатные корки и плиты; *12* — сцементированные конгломераты ядер гляциопротрузий

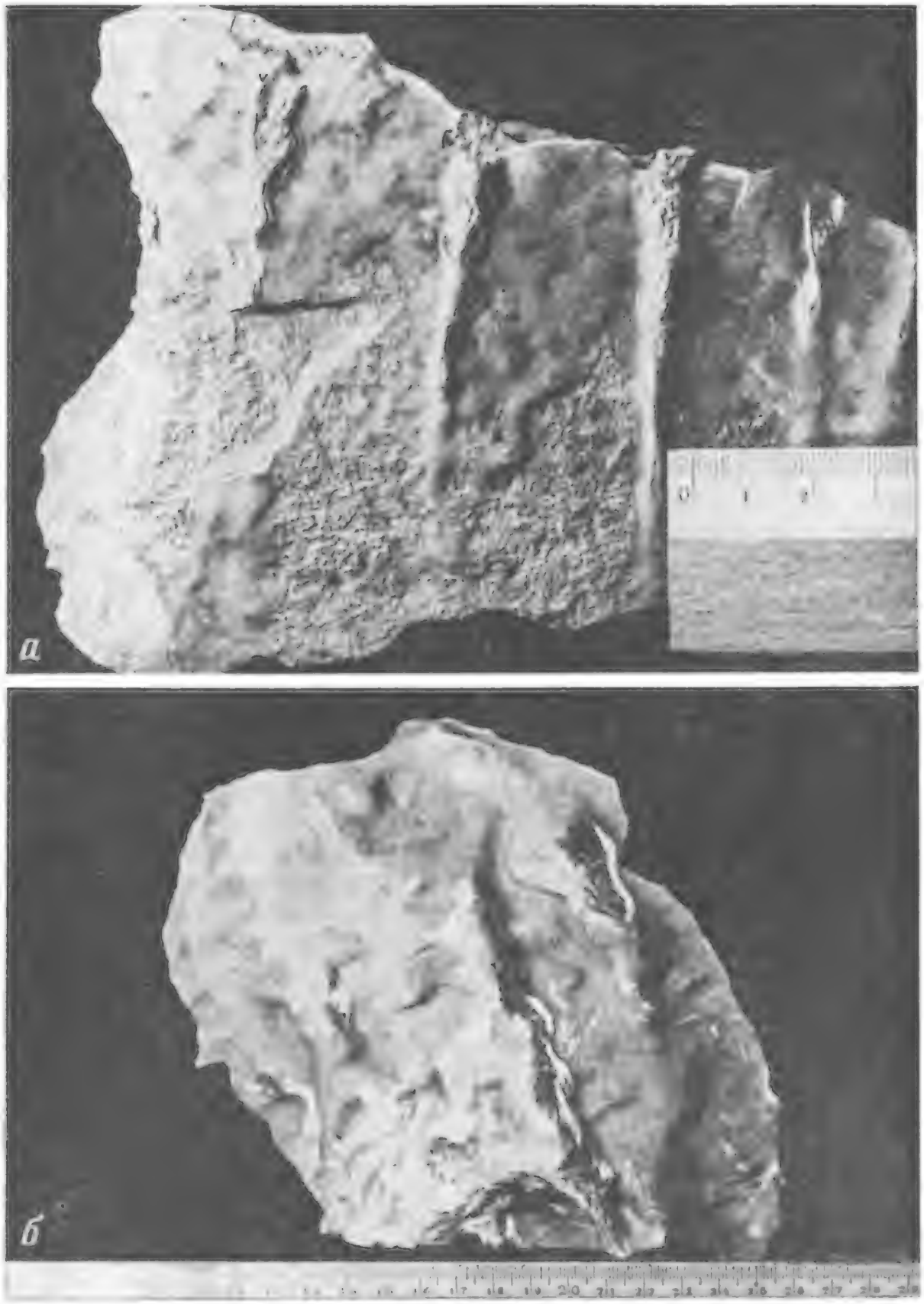


Рис. 2. Вертикальные стенки блоков известняков

а — карбонатные потеки на стенках; *б* — карбонатные корки на стенках

Чаще всего эти новообразования выглядели как отдельные потеки светло-серого цвета шириной 3—10 мм по стенкам блоков (рис. 2*а*). Иногда на стенках встречались натечные образования в виде корок (см. рис. 2*б*). Поверхность корок обычно неровная, натечного вида, с многочисленными ребрами, осложненными язычками, потеками, ориентированными вертикально. Максимальная толщина корок до 2—3 см наблюдалась у верхнего уреза известняка на контакте с мореной, книзу корки постепенно утонялись и исчезали. Максимальная глубина развития корок 30 см от контакта с мореной, ниже, на поверхности стенок, они не встречались.

Корки обладают хорошо выраженным тонкослоистым строением. Слойки выдержаны и хорошо прослеживаются по всей корке, изредка выклиниваясь. Слоистость обусловливается чередованием светлых про-

слоев толщиной от 0,1—0,2 мм в западинах микрорельефа поверхности корок до 0,3—0,4 мм на ребрах с тонкими темными прослоями, толщина которых не превышает 0,05 мм.

Изучение шлифов показало, что светлые прослои состоят из удлиненных призматических кристаллов кальцита, удлинение которых перпендикулярно направлению прослоя. Соответственно с изменением толщины прослоев высота призм максимальна в прослоях на ребрах корки и минимальна в западинах. Средняя ширина кальцитовых призм 0,01—0,02 мм, иногда отдельные призмы достигают ширины 0,1 мм. Основания призм изометричны. Тонкие темные прослои сложены мелкозернистым карбонатом, содержащим довольно значительное количество глинистых чешуек и мельчайшую терригенную примесь.

Изредка встречаются тонкие неслоистые корки толщиной до 5 мм, состоящие из одного слоя крупных призматических кристаллов кальцита. В некоторых случаях между коркой и поверхностью трещины наблюдался моренный материал, сцементированный кальцитом.

В составе описываемых кальцитовых натечных новообразований встречается незначительная примесь терригенного материала: обломки кварца, полевых шпатов мелкопесчаной размерности, иголочки мусковита. Эта терригенная примесь равномерно рассеяна по всем прослоям корок. По данным химических анализов, содержание $CaCO_3$ в корках составило 96,55%.

Рассмотренные новообразования наблюдались нами в свежих, только что вскрытых стенках карьера. На более старых стенках карьера корки очень быстро исчезают под воздействием современных атмосферных осадков. Этот факт явно показывает, что образование корок не связано с современными условиями. С этой точки зрения эти новообразования сопоставлены с новообразованными карбонатными корками, описанными Б. Халлетом и другими исследователями на ледниковом ложе.

Для объяснения процесса подледного карбонатоосаждения выдвигались различные гипотезы. В настоящее время наиболее обоснована и подтверждена, отчасти также экспериментально, точка зрения Б. Халлета [Hallet, 1976a, b]. Процесс подледного осаждения кальцита он связывает с механизмом режеляционного скольжения. При скольжении ледника по ложу на проксимальной стороне встречающихся препятствий вследствие повышенного давления происходит таяние льда. Это вызывает появление пленки режеляционной воды, представляющей собой по существу раствор, в состав которого входят как ранее растворенные во льду вещества, так и вещества из пород ложа. При перетекании раствора на дистальную поверхность препятствий ложа происходит спад давления и замерзание пленки с образованием режеляционного льда. В процессе замерзания повышается концентрация растворов, они достигают состояния насыщения и происходит выпадение осадка. Растворение карбонатного материала происходит при участии CO_2, содержащегося в пузырьках во льду.

Для выяснения возможности высадки $CaCO_3$ Б. Халлет провел эксперименты по искусственному замораживанию растворов, близких по своим концентрациям к ожидаемым в подледных условиях на проксимальных сторонах препятствий ложа. Эксперименты показали заметное увеличение ионной концентрации Ca^2 в образующемся льду и растворе. Причем в конечной порции раствора концентрации увеличивались в 50 раз по сравнению с исходным раствором. На последних этапах опытов, непосредственно перед полным замораживанием раствора, наблюдалось выпадение кальцита.

Для объяснения процесса формирования натечных корок, обнаруженных в карьере «Городище», можно использовать гипотезу Б. Халлета, несколько модифицировав ее для нашего случая. В процессе скольжения ледника по ложу образуется режеляционная вода, в состав

которой входит растворенный углекислый газ из пузырьков в базальном льду. Под воздействием CO_2, а также давления в основании ледника происходит растворение известняка. Высадка кальцита может происходить вследствие дегазации растворов при их попадании в области пониженного давления, которыми являются полости трещин, или при замораживании растворов.

Вторым типом карбонатных новообразований являются гляциостресс овые конкреции. Сравнительно недавно характеристика этого типа конкреций была дана в ряде публикаций [Лаврушин, Голубев, 1979, 1980; Лаврушин, Кураленко, 1981]. В этих работах подчеркнуто, что чрезвычайно важную особенность нахождения этих конкреций составляет их приуроченность к вполне определенным динамическим зонам моренного покрова. Как оказалось, гляциострессовые конкреции наиболее типичны для моренного суглинка двух зон моренного покрова — для протрузионных структур фации чешуйчатой морены и конечных морен, а также для фации крупных отторженцев основных морен и отторженцевой фации конечных морен.

В первом случае гляциострессовые конкреции встречаются в моренных гляциодайках, пронизывающих мощные складки выжимания пород ледникового ложа; в моренном суглинке, прилежащем к гляциокуполам; в крутопоставленных моренных чешуях на проксимальных склонах конечноморенных гряд. Заметим, что довольно типичный случай нахождения гляциострессовых конкреций — их приуроченность к моренным дайкам, пронизывающим гляциокупола, которые слагают крупные положительные формы рельефа — холмы, возвышающиеся над окружающей моренной равниной. Дайки часто залегают почти вертикально, и мощность их может быть различна, но в изученных нами разрезах она чаще всего составляет 1—2 м. Гляциострессовые конкреции встречаются на всем протяжении моренных даек.

Во втором случае гляциострессовые конкреции приурочены к моренному суглинку, выполняющему трещины в крупных отторженцах твердых, преимущественно карбонатных пород. Так, например, в карьере «Асеньевское», расположенном в Боровском районе Калужской области, гляциострессовые конкреции были встречены в моренном суглинке, выполняющем крутопоставленные трещины, рассекающие отторженец доломита каменноугольного возраста, перемещенный ледником примерно на 40 км. Толщина трещин до 0,4 м.

Как в протрузионных структурах, так и в отторженцах конкреции имели схожую морфологию и петрографическое строение, а также близкие условия залегания в моренном пласту. Обычно они беспорядочно разбросаны по пласту моренного суглинка. Размер их колеблется от 2 до 5 см в поперечнике. Внутри конкреций почти всегда есть ядро из обломка какой-либо карбонатной породы. В некоторых случаях они имеют шаровидную, несколько уплощенную форму, иногда встречаются сросшиеся конкреции. Наиболее же характерна для гляциострессовых конкреций своеобразная асимметричная форма, отражающая нарастание конкреции на карбонатный валун с дистальной по отношению к давлению стороны (рис. 3). Стенка конкреции формируется за счет цементации кальцитом окружающего моренного мелкозема и представляет собой мелкозернистый кальцит, в котором содержатся обломочные зерна, свойственные моренному мелкозему. Иногда в стенке конкреции встречаются пятна незамещенного моренного мелкозема. Содержание $CaCO_3$ максимально у ядра конкреции — 50—55%, к периферии оно снижается до 44—49%. Строение конкреций однородное, без признаков концентров.

Обобщая все эти наблюдения, можно констатировать, что конкреции приурочены к участкам моренного пласта, которые в момент своего образования испытывали интенсивный стресс. Нахождение конкреций

Рис. 3. Асимметричные гляциострессовые конкреции

а — внешний вид; *б* — в разрезе

в породах, слагающих положительные формы рельефа, исключает возможность подтока современных грунтовых вод и формирование конкреций за их счет. Следовательно, образование конкреций должно быть связано с водами ледникового времени. Это могут быть режеляционные воды, к которым возможна добавка грунтовых и подземных вод, отжимаемых ледником из подстилающих пород. Эти воды по своей природе агрессивны по отношению к карбонатным породам в мореносодержащем льду и откладывающейся морене. Они способствовали растворению обломков карбонатных пород. В непосредственной близости от обломков галечной размерности моренный мелкозем пропитывался растворами, содержащими карбонат кальция. При спаде напряжений и замораживании растворов $CaCO_3$ выпадал в осадок, образуя конкреции. Подобный механизм образования конкреций хорошо объясняет повышенное содержание $CaCO_3$ у ядра конкреции и пониженное содержание — на периферии.

Кроме того, есть данные о том, что в некоторых случаях формирование конкреций происходило в несколько этапов. Так, например, в карьере «Асеньевское» в одной из трещин, выполненной моренным суглинком и пронизывающей отторженец, сложенный доломитом, Ю. А. Лаврушиным и Н. П. Кураленко [1981] описаны гляциострессовые конкреции. В некоторых трещинах были встречены раздробленные конкреции. Подобное наблюдение явно указывает на то, что формирование конкреций происходило еще в условиях двигающегося ледникового покрова, когда уже сформированные конкреции были разрушены.

С нашей точки зрения, в процессах формирования конкреций принимали участие воды разных типов. В протрузионных структурах значительную роль могли играть подземные и грунтовые воды, внедряющиеся одновременно с гляциопротрузиями с ледникового ложа.

В отторженцах, сорванных с коренного ложа и перемещенных подчас на десятки километров в толще ледника, добавка подземных и грунтовых вод в общую массу ледниковой воды могла быть незначительной. В этом случае основная роль в процессе возникновения конкреций принадлежит режеляционным водам.

Количество CO_2, содержащегося в подземных и грунтовых водах, значительно выше, чем в режеляционных водах. Это сказывается на различной интенсивности процессов конкрециеобразования. Максимальной интенсивности оно достигает в гляциопротрузионных структурах, где местами наблюдаются конкреции вокруг всех карбонатных валунов, содержащихся в моренном суглинке.

Необходимо дополнительно подчеркнуть роль стресса в процессе образования конкреций. В качестве примера рассмотрим карьер вблизи г. Спас-Деменск Калужской области. Здесь карьером вскрыта крупная конечноморенная гряда. Проксимальный склон гряды осложнен многочисленными гляциокуполами, сложенными гравийно-галечным флювиогляциальным материалом. В моренном суглинке, оконтуривающем гляциокупола, и в моренных дайках, секущих их, были встречены многочисленные гляциострессовые конкреции. Особенность строения моренного суглинка составляет наблюдаемое в нем чередование прослоев, резко обогащенных валунным материалом галечной размерности, и существенно суглинистых прослоев, содержащих незначительное количество галечного материала. Толщина прослоев колебалась от 20 до 70 см. В прослоях, обогащенных валунами, конкреции сформированы вокруг каждого карбонатного валуна, при нарастании только с дистальной его стороны. Для суглинистых прослоев характерны конкреции округлой формы, у которых наблюдалась только незначительная асимметрия ядра. Подобное наблюдение позволяет думать что в прослоях, обогащенных валунным материалом, создавались более благоприятные условия для передачи стрессового давления с обломка на обломок. В существенно же суглинистых прослоях стрессовое давление «гасилось» мелкоземом.

Наконец, третий тип — это конкреционные стяжения на контактах моренных чешуй с чешуями, сложенными рыхлым, преимущественно флювиогляциальным материалом, и в самом флювиогляциальном материале, испытавшем перемещение в результате воздействия ледника.

Такие новообразования приурочены в основном к породам, слагающим конечные морены разных типов, а также фацию крупных отторженцев.

В области развития конечных морен плейстоценовых оледенений на Русской платформе в большинстве случаев гляциопротрузии, чешуи, оказываются сложенными рыхлым, преимущественно флювиогляциальным материалом. Важнейшие морфологические типы возникающих новообразований карбонатов — конкреционные карбонатные корки и плиты, сцементированные конгломераты центральных частей гляциопротрузий.

Остановимся несколько подробнее на характеристике конкреционных карбонатных плит и корок как наиболее распространенных новообразований. Конкреционные корки и плиты обычно прослеживаются по плоскостям надвигов, развитых в толще моренного покрова, встречаются на контактах гляциопротрузий с моренным суглинком, на контактах моренных даек, прорывающих складки выжимания пород ледникового ложа, на контактах чешуй, слагающих проксимальные склоны конечноморенных гряд, т. е. как и гляциострессовые конкреции они приурочены к тем участкам моренного пласта, где выражены следы проявившегося достаточно интенсивного стресса.

Новообразованные корки формируются в основном за счет цементации рыхлой породы и почти не затрагивают моренный суглинок. Контакты карбонатных плит и корок с моренным суглинком и с рыхлой породой обычно достаточно резкие. При этом максимальная плотность цементации наблюдается у контакта с моренным суглинком. В шлифе подобная карбонатная корка представляет собой обломочную породу, сцементированную мелкозернистым или пелитоморфным карбонатом.

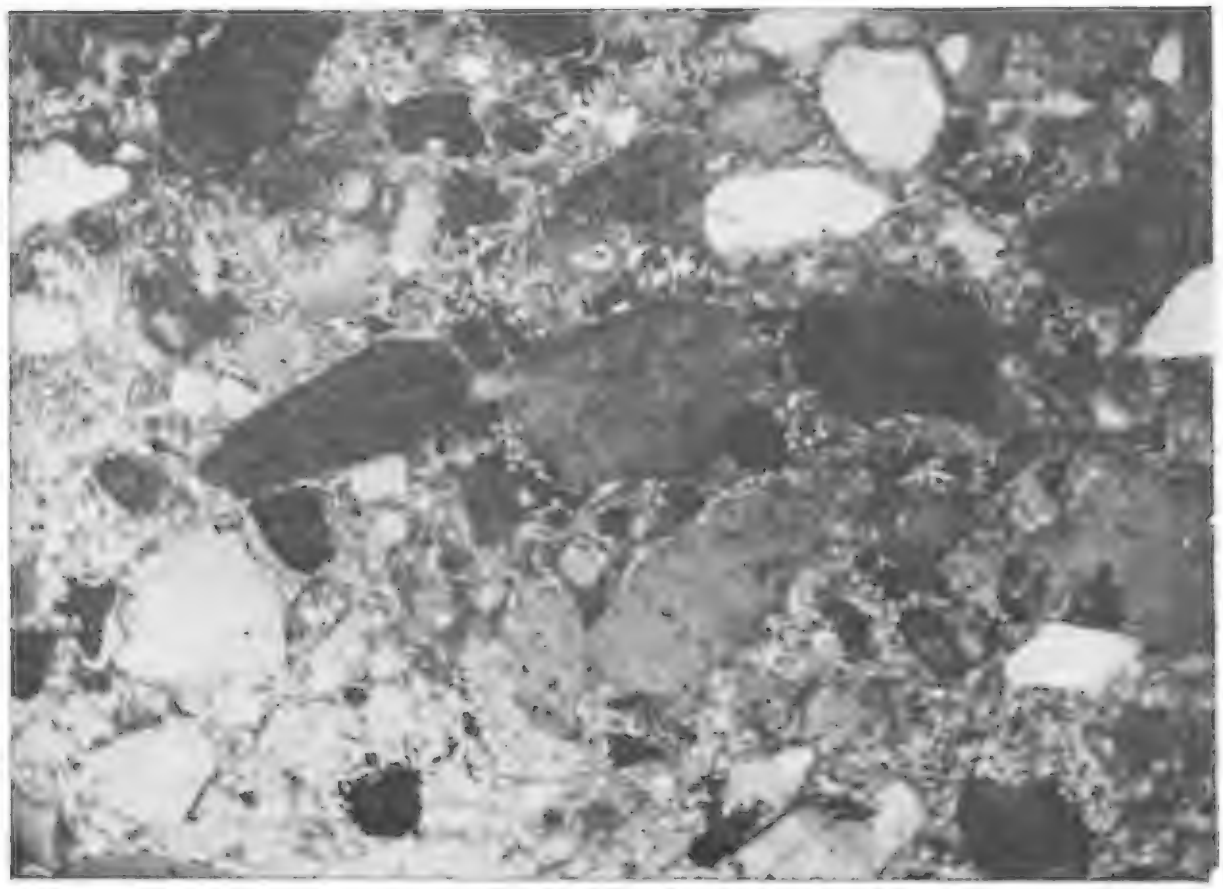


Рис. 4. Ориентировка обломочного материала в карбонатной корке.
Увеличение 100, ник. +

Тип цементации базальный, поровый, пленочный. Карбонатность этих образований колеблется от 10 до 65%. Их мощности меняются от 1—2 см до 2,0 м.

Необходимо отметить, что обычно карбонатные плиты на контактах морен с рыхлым материалом большинство исследователей принимают за эпигенетические новообразования и их формирование связывают с движением современных грунтовых вод. Но, как и в случае гляциострессовых конкреций, типична приуроченность нахождения карбонатных корок и плит главным образом к структурам, слагающим положительные, возвышенные формы рельефа, нередко вскрытые карьерами вдали от местных базисов эрозии. Таким образом, формирование плит надо связывать с ледниковыми условиями. Об этом также свидетельствуют значительная протяженность плит и корок в глубь стенки-обнажения, что нехарактерно для гипергенных карбонатных новообразований, образующихся за счет высадки из грунтовых вод, их приуроченность к вполне определенным динамическим зонам моренного пласта, например их нахождение на почти вертикально залегающих контактах моренных даек или крутых склонах гляциокуполов. В некоторых случаях в рассматриваемых новообразованиях наблюдалась прекрасно выраженная ориентировка обломочного материала в направлении ледникового давления (рис. 4).

Все изученные нами карбонатные новообразования, по данным химических анализов, термического анализа и изучения под микроскопом, оказались чистым кальцитом. В некоторых химических анализах отмечалось незначительное содержание $MgCO_3$, не более 1,5%, в основном в анализах диагенетических карбонатов, развитых в моренном суглинке, что может быть объяснено наличием терригенной примеси доломита. Даже в случае формирования карбонатных новообразований за счет перераспределения доломита их состав был кальцитовым.

Таким образом, нами установлено, что при подледном диагенезе возможно возникновение кальцитовых новообразований. Степень кристалличности новообразованного кальцита зависела от наличия в це-

ментируемом материале примеси глинистых частиц или любых частиц пелитового размера. Благодаря наличию в изучавшихся нами осадках значительного количества мелких частиц в большинстве новообразований преобладал мелкозернистый или пелитоморфный кальцит. Наряду с этим нами встречены выделения и хорошо раскристаллизованного крупнокристаллического кальцита в случае цементации им хорошо промытых галечников. В подобных случаях кальцит обычно образует натечные формы, микростроение которых схоже с микростроением сталактитов и новообразованной корки на известняках в карьере «Городище», описанной выше.

Процесс аутигенного карбонатообразования в любой осадочной породе в самом общем виде происходит по следующей схеме: I — мобилизация первично отложенного карбоната с переходом его в растворенное состояние, II— перенос растворов, III— выпадение растворенного карбоната в осадок с образованием аутигенных выделений. Рассмотренные выше особенности подледного моренного диагенеза откладывают существенный отпечаток на все эти три основных процесса.

I. Для того чтобы воды могли растворять обломочный карбонатный материал, необходимо присутствие CO_2, растворенного в воде. Как уже было показано, ледниковые воды имеют два источника поступления CO_2: из пузырьков газа во льду и из захваченных грунтовых вод. Интенсивность растворения карбонатного материала в различных участках моренного пласта может сильно варьировать. В первую очередь это будет связано с неравномерным распределением растворенного углекислого газа в ледниковой воде в связи с возможным неравномерным захватом грунтовых вод, разным содержанием в них CO_2, неравномерным содержанием пузырьков газа во льду. Кроме того, на некоторых участках возможна дегазация растворов. Интенсивность растворения также будет зависеть от того, какие карбонаты преобладают в обломочном материале, а также от степени их раздробленности и измельченности. Повышенные стрессовые давления, создающиеся на отдельных локальных участках моренного пласта, также способствуют процессу растворения.

II. Дальность транспортировки растворов зависит в первую очередь от того, на каком расстоянии будут существовать условия, при которых они возникли, т. е. давление, температура, содержание CO_2 в растворе. При изменении хотя бы одного из этих условий нарушается физико-химическое равновесие в растворе, он становится нестабильным и происходит выпадение осадка. По нашим данным, в подледных условиях могут наблюдаться самые разнообразные масштабы перемещения растворов: от переотложения растворенного карбоната практически на месте, без какого-либо перемещения, до достаточно дальнего перемещения растворов по плоскостям надвигов, чешуям проницаемых пород и т. п.

III. Как уже было отмечено, выпадение карбонатов из растворов в осадок происходит при изменении условий, при которых они возникли. Основной причиной, приводящей к выпадению в осадок в подледных условиях, следует признать замораживание растворов. При подобном явлении возможно выпадение осадка из растворов самых минимальных концентраций. С нашей точки зрения, важную роль также играет возможность перенасыщения растворов, связанная с их дегазацией при перетекании растворов из области высокого давления в область пониженного давления.

Таким образом, специфика подледного диагенеза откладывает существенный отпечаток на все основные процессы аутигенного карбонатообразования в подледных условиях. Наиболее благоприятными условиями для возникновения диагенетического карбонатообразования в подледной обстановке следует признать наличие обломочного карбонатного материала, растворов, содержащих растворенный CO_2, повышенного

давления, которое облегчает растворение карбонатного материала, периодического замерзания растворов или периодического спада давления. При отсутствии одного из этих условий аутигенного карбонатообразования не будет или оно будет проявлено слабо. Это, в частности, объясняет тот факт, что диагенетическое карбонатообразование развито с одинаковой интенсивностью не на всех участках моренного пласта.

Все эти условия в наибольшей степени свойственны породам фации чешуйчатых морен, фации крупных отторженцев и особенно конечных морен разных типов. Наиболее широко диагенетическое карбонатообразование развито в конечных моренах, что связано с явлением отжима грунтовых вод из-под края ледникового покрова.

В заключение следует подчеркнуть, что в моренах далеко не все аутигенные образования карбонатов являются диагенетическими. Некоторые из них явно эпигенетические, и их возникновение связано с последующими преобразованиями моренного материала в субаэральной безледниковой обстановке и с более поздними гидрогеологическими особенностями тех или иных районов.

Вопрос об отнесении карбонатных новообразований в моренах к диагенетическим или эпигенетическим в каждом отдельном случае может быть решен только с учетом гляциодинамических особенностей формирования моренного пласта.

ЛИТЕРАТУРА

Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 288.

Лаврушин Ю. А., Голубев Ю. К. Динамические карбонатные конкреции в моренах.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 5.

Лаврушин Ю. А., Голубев Ю. К. Карбонаты в основных моренах плейстоценовых материковых оледенений.— В кн.: Процессы континентального литогенеза.— Тр. ГИН АН СССР, 1980, вып. 350.

Лаврушин Ю. А., Кураленко Н. П. Чешуйчатые ледниковые отторженцы междуречья рек Лужи и Протвы.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1981, № 51.

Лаврушин Ю. А., Ренгартен Н. В. Основные черты ледового типа литогенеза.— Литология и полез. ископаемые, 1974, № 6.

Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980.

Левков Э. А., Лавров А. П. О влиянии покровных материковых оледенений на гидрологические процессы в Припятской впадине.— ДАН БССР, 1974, № 10.

Ленгуэй Ч. Некоторые физические и химические исследования 411-метровой скважины в Гренландии и их значение для проблемы аккумуляции.— В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. Пер. с англ. М.: Прогресс, 1964.

Степанов И. Н. О процессах выветривания в ледовом типе литогенеза.— Литология и полез. ископаемые, 1964, № 5.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, Т. 1.

Bauer V. F. Kalkobsätze unter Kalkalpengletschern und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung heute Gletscherfrei werden der Karrenformen.— Z. Gletscherk. und Glazialgeol., 1961, Bd. 4, N 3.

Bjakke I., Dypvik H. Quaternary «stromatolitic» limestone of subglacial from Scandinavia.— J. Sediment Petrol., 1977, vol. 47, N 3.

Ford D. C., Fuller P. C., Drake S. L. Calcite precipitates at the soles of temperature glaciers.— Nature, 1970, vol. 226, N 5244.

Hallet B. Deposits formed by subglacial precipitation of $CaCO_3$.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1976a, vol. 87.

Hallet B. The effect of subglacial chemical processes on glacier sliding.— J. of Glaciology, 1976b, vol. 17, N 76.

Hallet B. The composition of basal ice from a glacier sliding over limestones.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89.

Kers L. E. For komster av sunglacial utfalld kalksten i solna samt i gardvik, Västerbottens Gön.— Geol. fören., Stockholm förhandl., 1964, Bd. 86.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 551.79

А. А. СВИТОЧ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ И ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Последняя геологическая эпоха, несмотря на свою непродолжительность, является исключительно важным естественно-историческим этапом развития природы Земли. В это время на планете происходили крупные палеогеографические преобразования, оформился ее современный лик, климаты, ландшафты, особенности рельефа, флоры и фауны. Особенно грандиозными изменения были в умеренных широтах северного полушария, которые по степени и глубине преобразования природы не имеют себе равных, а вся эта область является «классической» территорией для изучения природного процесса плейстоцена и его особенностей. Некоторые черты последнего геологического периода нашли отражение в предложенных для него названиях: четвертичный (т. е. четвертый по счету и последний в кайнозойской эре) по Денуайэ, плейстоцен (самый новый) и по Ч. Ляйелю, антропоген по А. П. Павлову, антропозой по А. М. Жирмунскому, психозой по Ле-Конту, ноозой по В. И. Вернадскому, ледниковый по Р. Флинту и К. К. Маркову. На его незавершенность указывали И. И. Краснов, Г. И. Горецкий, как и на появление в конце периода принципиально новой особенности, связанной с деятельностью человека (техногей по В. А. Зубакову). К. К. Марков отметил, что для природного процесса плейстоцена характерны всеобщность, направленность, ритмичность и индивидуальность. Этот вывод, сделанный два десятилетия назад, полностью справедлив и в настоящее время.

За последние 10—15 лет по четвертичным отложениям и палеогеографии плейстоцена получен обширный новый фактический материал. Возникла необходимость и возможность определенного обобщения данных, полученных при изучении опорных разрезов новейших отложений, на основе сопряженного и компонентного анализа палеогеографических событий, оценки общего хода и характера развития природного процесса в плейстоцене, его тенденции и особенностей.

Основные черты. В плейстоцене продолжался общий, необратимый процесс эволюции природы Земли и ее отдельных компонентов. Судя по развитию основных компонентов, определяющих развитие природы, тектоники и климата, а также других компонентов природы, таких, как рельеф, растительность, фауна и т. д., для природного процесса плейстоцена характерны повсеместность, дифференцированность, направленность и колебательность.

Повсеместным и дифференцированным было проявление разнообразных по форме, знаку и интенсивности тектонических движений. В целом среди них преобладают поднятия, оцениваемые для материковых равнин в 100—200 м, а для горных стран — в 1000—2000 м [Марков, 1969]. Платформенные структуры испытывали преимущественно колебательные движения небольшой амплитуды, в то время как в областях горообразования движения были интенсивными и однонаправленными с господством сводовых поднятий и блоково-разрывных дислокаций.

Даже крупные межгорные структуры, такие, как Чуйская впадина, Иссык-Кульская котловина и т. д., поднимались, но менее энергично, чем смежные с ними горные хребты. Для плейстоцена характерны тектонические движения высокой интенсивности, превосходящие скорость денудации в подымающихся районах и скорость аккумуляции осадков в опускающихся районах, что и определяет особенности и разнообразие рельефа поверхности суши.

Многие исследователи отмечают увеличение скорости тектонических движений от более ранних неотектонических эпох к современному этапу. Так, если суммарная скорость тектонических движений неоген-плейстоцена на платформах и орогенных областях составляла (соответственно) 0,05 и 0,3 мм/год [Хаин, 1973], то в плейстоцене скорость тектонических деформаций была в несколько раз выше, а интенсивность тектонических подвижек на порядок больше. Что это, усиление тектонических процессов либо следствие наблюдаемого эффекта алгебраического суммирования разнозначных движений? Неясно. Но, возможно, скорость тектонических движений на некоторых активизированных участках земной коры действительно усилилась в плейстоцене.

Повсеместным было похолодание климата, обусловившее широкое проявление феноменов наземного, подземного и морского оледенений в умеренных широтах Земли. Похолодание проявилось с разной интенсивностью и колебательно. Так, на Русской равнине падение среднегодовых температур оценивается от +8,5° в доокский этап до —6° в валдайскую эпоху [Разрез..., 1977], а на востоке Сибири — с — 3° в раннем плейстоцене до —16° в позднем плейстоцене [Разрез..., 1973]. Характерно последовательное усиление эпох похолодания и суровости климата и ослабление эпох потепления с максимумом холода в позднем плейстоцене. Это отмечали многие исследователи, а особенно подчеркивает А. А. Величко [1973]. Колебательный характер климатического процесса выражался в последовательной смене холодных эпох более теплыми, сухих — более влажными. Причем эпохи часто были не равны по продолжительности, а соотношения температурных колебаний и осадков — самыми различными. В одних случаях (и чаще) климат становился холоднее и суше (Горный Алтай, Русская равнина, Восточная Сибирь), в других — холоднее и влажнее (Верхнее Приобье, Тянь-Шань), причем термические максимумы и минимумы не всегда совпадали с эпохами экстремального проявления иссушения и увлажнения. Среди основных характеристик (параметров) климата — температуры и влажности — более важная роль в воздействии на природный процесс принадлежит термической составляющей [Величко, 1973]. Преобладает мнение, что похолодание климата, обусловленное уменьшением теплоприхода Земли, явилось главной причиной возникновения обширного ледникового покрова на материках и океане, отражавшего значительную часть лучистой энергии Солнца. В свою очередь это еще более сократило поступление тепла в полярные и умеренные широты Земли и усилило процесс похолодания и увеличения континентальности климата. Помимо оледенений, результатом климатических изменений явились, во-первых, развитие нового типа природной зональности, например широкое появление на севере Евразии и Америки арктической и тундровой зон; во-вторых, проявление особого «перигляциального» типа осадконакопления, широкое развитие ряда сопряженных формаций — ледниковой, перигляциальной и лёссовой; в-третьих, гляциоэвстатические изменения уровня океана и, в-четвертых, резкое преобразование флоры и фауны, массовое появление перигляциальных групп животных и флоры.

Направленность природного процесса заключалась не только в его неповторимости [Марков, 1962], но также и в том, что происходило преобразование всех компонентов природы в соответствии с общим хо-

дом природного процесса и его главных составляющих — тектонической и климатической. Причем скорость реакции разных компонентов и время перестройки были неодинаковыми. Так, реакция фауны на климатические изменения была весьма быстрой, однако эпохи преобразования биологических объектов вследствие возможностей адаптации организмов были относительно продолжительными по времени — десятки и сотни тысяч лет. Напротив, реакция таких компонентов и процессов, как рельеф, оледенение, осадконакопление и т. д., вследствие инерционных факторов, на изменение среды были не столь быстрыми, однако время приспособления к новому режиму — менее длительно. Например, формирование современного облика побережий океана заняло последние 5—6 тыс. лет либо еще меньше.

Основной тенденцией развития природы в плейстоцене было ускорение общего природного процесса, который унаследовал от предыдущих этапов характер тектонических движений и климатические изменения в сторону дифференциации и похолодания, развитие флоры и фауны, основные черты рельефообразования и осадконакопления. Следует лишь подчеркнуть, что преемственность была качественной, но не количественной. В плейстоцене усилились интенсивность и дифференциация развития почти всех процессов и компонентов природы умеренных широт Земли, что составляет одну из основных особенностей четвертичного периода. Наиболее значительными были климатические преобразования. Усиление темпов похолодания климата в плейстоцене оценивается в десятки раз [Марков и др., 1968].

Отличия природного процесса плейстоцена от такового в неогене разнообразны и наблюдаются почти у всех компонентов природы. Для тектоники это — существенное участие гляциоизостазии, решающая роль в современном рельефообразовании, большая дифференциация движений. При этом проявление гляциоизостатических движений было обусловлено широким развитием в плейстоцене другого феномена — материковых и горных оледенений и наличием в верхней мантии Земли слоя пониженной вязкости — астеносферы.

Специфичным для плейстоцена, впрочем, как и для любого другого геологического периода, были климатические зоны, их конкретное географическое положение и ход климатических изменений, который во многом был обусловлен широким развитием океанических и материковых льдов.

К особенностям плейстоценового осадконакопления, определяющим необратимый ход процесса и специфику четвертичных отложений, относятся:

1. Более энергичное участие процессов физического выветривания на всех стадиях преобразования породы в осадок, его транспортировки, накопления и захоронения.

2. Широкое развитие парагенетического ряда отложений (ледниковых, перигляциальных, лёссовидных).

3. Активное участие в процессе осадконакопления наземного, наплавного и подземного льда.

4. Торфообразование.

Рельефообразующие процессы плейстоцена отличает их усиление за счет более широкого участия в геоморфологическом созидании криогенных и ледниковых процессов.

В значительной степени специфичны для плейстоцена тип природной зональности (появление зоны тундры и лиственничной тайги), ассоциаций перигляциальной флоры и фауны, подземного оледенения.

А. А. Величко [1973] к новой черте, свойственной плейстоцену, относит двухфазное (зональное и гиперзональное) состояние физико-географической оболочки внетропического пространства суши Земли. Однако рассмотрение материалов по опорным разрезам СССР показывает,

что эта особенность скорее характерна лишь для некоторых территорий покровного оледенения и смежных с ним областей, таких, как Русская равнина, а не всей Северной Евразии. Например, на юге Западной Сибири, на востоке Сибири и в Приморье зональность не исчезала, а только смещалась в меридиональном направлении.

Отличительная черта плейстоцена — его незавершенность как геологического периода. Плейстоцен как эпоха нового качественного состояния геолого-географической оболочки Земли, по-видимому, только начался, и, если учитывать длительность более ранних ледниковых эпох планеты и продолжительность предшествующих геологических этапов, продлится еще несколько десятков миллионов лет.

Интересно мнение о специфичности плейстоцена М. М. Будыко [1977], предположившего, что это, возможно, «начало перехода от устойчивого безледного климатического режима к еще более устойчивому режиму оледенения планеты» [с. 295].

Плейстоцен — это эпоха обострения индивидуальных отличий [Герасимов, Марков, 1939]. В Евразии это в первую очередь относится к дисгармонии палеогеографического развития Европы и Восточной Сибири, впервые подчеркнутой А. И. Войековым еще в 1881 г. В плиоцене между этими регионами не отмечалось столь резких ландшафтных различий. В плиоцене на северо-востоке Евразии располагались хвойные леса с участием широколиственных элементов, а среднемесячная температура самого холодного месяца не опускалась ниже —10° при годовой сумме осадков более 600 мм. Север Европейской части СССР, Средняя и Южная Сибирь были заняты степями и степями-саваннами, а Русская равнина и юг Западной Сибири — смешанными хвойно-широколиственными лесами, среднемесячные температуры января были положительными, а количество осадков не менее 1000 мм.

В плейстоцене зональное и региональное различия обостряются. По данным Т. Д. Боярской и Е. М. Малаевой [1967], на Русской равнине в максимум плейстоценового похолодания располагались тундро-степи, среднеиюльские температуры воздуха составляли +2°—+6°, а среднегодовое количество осадков —100—300 мм. В Центральной Якутии в эту эпоху существовали разреженные лиственничные леса, среднеиюльские температуры составляли +13°—+16° при годовом количестве осадков 100—250 мм. В максимум потепления на Русской равнине произрастали широколиственные леса, среднеиюльские температуры достигали +18°—+22° при 500—1000 мм/год осадков. В Якутии в это время были развиты смешанные леса, среднеиюльские температуры составляли +15°—+19°, а осадков было около 250—400 мм/год.

Основное отличие плейстоцена от предшествующего геологического периода, как и вообще любой геологической эпохи,— неповторимость его природы в целом, во всей совокупности природных процессов, компонентов, объектов и т. д. «История Земли вообще неповторима»,— писал Л. С. Берг [1958, с. 330]. Это ярко выражается в типе природной зональности, характере рельефа, «наборе» осадочных формаций и особенно в растительности и животном мире, эволюционное развитие которых сугубо специфично.

Главными изменениями природы плейстоцена в ходе реализации природного процесса явились: 1) глубокое преобразование географической оболочки неогенового времени; 2) всеобщее похолодание и усиление континентальности климата; 3) перестройка географических зон, усиление их контрастности, появление новых типов ландшафтов, обусловленных похолоданием климата, увеличение дисгармонии между различными частями материков и между материками; 4) широкое развитие разных типов оледенения; 5) формирование современного рельефа; 6) распространение специфических отложений; 7) ускоренная эволю-

ция флоры и фауны, массовое появление и широкое расселение их перигляциальных форм.

Из многих черт природного процесса плейстоцена его наиболее общими свойствами являются повсеместность и разновременность (полихронность) проявления и дифференциация процесса, основной тенденцией — преемственность и активизация, а особенностями — неповторимость преобразований, интенсивность и незавершенность процесса.

ЛИТЕРАТУРА

Берг Л. С. Климаты в древнейшие геологические времена. Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. II.

Боярская Т. Д., Малаева Е. М. Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М.: Наука, 1967.

Будыко М. М. Глобальная экология. М.: Мысль, 1977.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.

Герасимов И. М., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Физико-географические условия ледникового периода. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.

Горецкий Г. И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном.— В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977.

Краснов И. И. Опыт геологического и физико-географического развития Земли по ритмостратиграфическим схемам и астрономическим расчетам.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 2.

Марков К. К. Проблемы развития природы территории СССР в четвертичном периоде.— Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. 19, 1962.

Марков К. К. Стратиграфия отложений и хронология плейстоцена.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1969.

Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М.: Высш. шк., 1968.

Разрез новейших отложений Мамонтовой Горы. М.: Изд-во МГУ, 1973.

Разрез новейших отложений ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.

УДК 551.79

Е. В. КОРЕНЕВА

КЛИМАТЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИЧЕРНОМОРЬЯ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Скважинами глубоководного бурения в Черном море во время рейса 42-Б э/с «Гломар Челенджер» пробурены отложения в трех пунктах центральной и западной частей моря. Наиболее полный разрез получен скв. 380, 380А, которыми вскрыты отложения позднего кайнозоя начиная с верхнего миоцена (в основании скв. 380А вскрыты отложения нижнего сармата). Стратификация отложений произведена на основании палинологических исследований и данных диатомового анализа. К сожалению, абсолютные датировки и палеомагнитные данные отсутствуют, а другие группы ископаемых организмов встречаются в отложениях несистематически. Результаты палинологического анализа сопоставляются с данными диатомового анализа, произведенного А. П. Жузе и В. В. Мухиной. Соответствующие горизонты скважин хорошо коррелируются между собой по обоим видам анализа [Жузе, Коренева, Мухина, 1980; Коренева 1980; Koreneva, Kartashova, 1978].

Впервые для Черноморской области были изучены отложения, накопленные за столь длительный период, в последовательном залегании и почти без перерывов в осадконакоплении.

Пыльца и споры были обнаружены в большинстве исследованных образцов, но количественное содержание и сохранность пыльцы очень неодинаковы по разрезу.

Остановимся на вопросе о возможности палеоклиматических реконструкций для Причерноморья в плейстоцене, используя особенности распределения пыльцы сем. Taxodiaceae в толще отложений Черного моря.

В современной флоре Причерноморья представители семейства таксодиевых отсутствуют полностью. До недавнего времени считалось, что они в основном исчезли из флоры Причерноморья к началу плейстоцена. Однако в результате анализа кернового материала из скважин глубоководного бурения получены неожиданные результаты: в некоторых горизонтах межледниковых отложений нижнего и среднего плейстоцена пыльца таксодиевых во всех пробуренных скважинах содержалась в самом большом количестве по сравнению с более низкими горизонтами.

В большинстве исследованных образцов из отложений миоцена, плиоцена и эоплейстоцена пыльца таксодиевых встречается систематически, но нигде содержание ее не превышает 5—7%, т. е. таксодиевые на протяжении всего этого времени нигде не являлись эдификаторами флоры Причерноморья, а принимали лишь ограниченное участие в растительном покрове. В отложениях же нижнего (верхнечаудинские слои) и особенно среднего плейстоцена (палеоузунларские и узунларские слои) содержание пыльцы таксодиевых в некоторых горизонтах достигает 20—30% от состава спектра, что может быть объяснено только широким участием таксодиевых в растительном покрове Причерноморья в эти периоды.

В современной флоре насчитывается всего 9 родов семейства Taxodiaceae. Два рода — Sequoia и Sequoiadendron — распространены в горах западного побережья Северной Америки в штатах Орегон и Калифорния. Остальные роды этого семейства произрастают на восточных побережьях континентов: род Taxodium — в Северной Америке на п-ове Флорида, род Athrotaxis известен только на восточном побережье о-ва Тасмания, остальные роды — Cryptomeria, Cunninghamia, Glyptostrobus, Metasequoia, Taiwania — связаны с восточными районами Азии.

Большинство таксодиевых живет в субтропическом климате: Taxodium и Glyptostrobus — почти исключительно болотные растения, Cryptomeria — горный род, она выносит более суровые температурные условия. Три рода — Sequoia, Sequoiadendron и Athrotaxis — произрастают в гумидных условиях умеренно теплого климата и менее чувствительны к морозам.

Хотя некоторые представители семейства Taxodiaceae могут переносить холодный сезон, все они требовательны к постоянной и высокой влажности.

Таким образом, существование таксодиевых обусловливается, с одной стороны, определенными температурными условиями, с другой — высокой влажностью в течение всего года.

Исчезновение таксодиевых из флоры французского Средиземноморья в течение среднего плиоцена (около 2,5 млн. лет назад) объясняется не понижением температуры, а установлением в этом районе к середине плиоцена типичных для Средиземноморья сухих и жарких условий в летний период. В то же время в других районах Западной Европы (Центральный Французский массив, Нидерланды, долина р. По, Апеннины и другие районы) климатические условия допускали дальнейшее существование таксодиевых вплоть до верхнего плиоцена и в ряде районов — нижнего плейстоцена [Michaux, Suc, Vernet, 1979].

Из литературы известно [Шатилова, 1974; Чочиева, 1975, 1980; Мамацашвили, 1975; Слука, 1978], что таксодиевые имели широкое распространение в Западной Грузии в нижнем и среднем плейстоцене и окончательно исчезли из ее флоры лишь в позднем карангате. Но Западная Грузия является небольшой областью влажных субтропиков, где и в

настоящее время сохранилось много реликтов третичной флоры, а многие представители семейства Taxodiaceae в интродукции чувствуют себя здесь превосходно.

Неприемлемые условия для существования таксодиевых возникли в Западной Грузии лишь во время последнего, вюрмского (новый эвксин) оледенения, климат которого отличался особенно большой сухостью и низкими температурами.

Палинологические исследования кернов скважин глубоководного бурения, заложенных в западной и центральной частях Черного моря, свидетельствуют о том, что в Причерноморье климатические условия, допускавшие существование, а порой и широкое расселение таксодиевых, т. е. условия достаточно теплого и высоко влажного климата в течение всего года, были свойственны большей части горных районов, окружающих Черное море (Карпаты, Кавказ и, возможно, Крым). В ледниковые эпохи таксодиевые находили убежища в небольших по площади рефугиумах, а в отдельные периоды межледниковий они завоевывали широкие пространства в предгорьях и нижне-среднегорных поясах.

Лишь на рубеже среднего и верхнего плейстоцена таксодиевые окончательно исчезли из большей части Причерноморья, что было вызвано значительными изменениями климатических условий.

Во время межледниковий нижнего и среднего плейстоцена в горных районах, окружающих Черное море, климатические условия, по-видимому, были близки к условиям Юго-Восточной Азии, т. е. теплое и влажное лето и достаточно теплая и влажная зима, что благоприятствовало широкой экспансии таксодиевых в отдельные периоды межледниковий.

В верхнем плейстоцене в большей части Причерноморья усилилась аридизация климата. В летний период в область Черного моря перемещался максимум атмосферного давления. В большей части Причерноморья в карангате климат стал средиземноморским, с сухим и жарким летом и влажной зимой. В прибрежных районах западного Причерноморья основное значение приобрела средиземноморская растительность, жестколистные и листопадные широколиственные леса, состоящие из различных жестколистных и листопадных дубов, граба, бука, кленов, ореха, каштана, платана и других пород. Лишь в восточном Причерноморье (Западная Грузия) сохранялся влажный теплый климат. Здесь в нижнем поясе гор преобладали широколиственные и буковые леса с густым подлеском из вечнозеленых кустарников и лиан. Некоторое участие в растительности еще принимали представители семейства Taxodiaceae.

Последующее вюрмское оледенение (новый эвксин) привело к полному исчезновению таксодиевых из этого района.

В северном Причерноморье в течение всего плейстоцена господствовали степи.

Таким образом, в большей части Причерноморья в межледниковые эпохи нижнего и среднего плейстоцена климат отличался от современного большей мягкостью, высокой влажностью и равномерным распределением осадков. Во время оледенений условия мягкого и влажного климата сохранялись только в небольших по площади рефугиумах, в долинах, укрытых от холодных северных ветров, где находили убежища теплолюбивые элементы причерноморской флоры.

В целом же плейстоценовые оледенения оказывали огромное влияние на климат Причерноморья. В ледниковые эпохи под влиянием низких температур и сухости климата значительно увеличивались площади, занятые открытыми, лишенными леса пространствами, так называемыми «перигляциальными степями». Значительно понижалась граница леса в горах и менялся состав лесов.

Понижение уровня Черного моря, связанное с понижением уровня Мирового океана в эпохи оледенений, приводило к освобождению из-под уровня моря широких шельфов на северо-западе и севере Черного моря. Вышедшие на поверхность участки суши завоевывались «пионерами» растительности, главным образом лебедовыми и полынями.

Все это находит чрезвычайно яркое отражение в спорово-пыльцевых спектрах из кернов скважин, пробуренных в Черном море. Чередование спорово-пыльцевых спектров, состоящих почти целиком из пыльцы трав и кустарничков с очень небольшим содержанием пыльцы древесных пород, со спектрами, в которых преобладает пыльца древесных и увеличивается содержание пыльцы теплолюбивых пород, стало основой для стратиграфического подразделения плейстоценовых осадков.

ЛИТЕРАТУРА

Жузе А. П., Коренева Е. В., Мухина В. В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа.— В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.

Коренева Е. В. Палинологические исследования позднекайнозойских отложений.— В кн.: Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980.

Мамацашвили Н. С. Палинологическая характеристика четвертичных континентальных отложений Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975.

Слука В. П. Торфонакопление и его роль в корреляции голоценовых отложений.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 5.

Чочиева К. И. Хварбетский ископаемый хвойный лес. Тбилиси: Мецниереба, 1975.

Чочиева К. И. Сем. Taxodiaceae в ископаемых флорах Грузии.— Изв. АН СССР. Сер. биол., 1980, т. 6, № 1.

Шатилова И. И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974.

Michaux J., Suc J.-P., Vernet J.-L. Climatic inference from the history of the Taxodiaceae during the Pliocene and the Early Pleistocene in Western Europe.— Review of Palaeobotany and Palynology, 1979, vol. 27, 2.

Koreneva E. V., Kartashova G. G. Palynological study of samples from holes 379A, 380A, leg. B.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, 1978, vol. 42, pt 2. (U. S. Government Printing Office).

УДК 561 : 581.33/551.793(470.311)

В. П. ГРИЧУК, Э. М. ЗЕЛИКСОН, А. А. НОСОВ

НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ПО МЕЖЛЕДНИКОВЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ У С. ИЛЬИНСКОЕ НА Р. ЯХРОМА

В окрестностях с. Ильинское, расположенного в 7 км к юго-востоку от г. Дмитров на высоком правом берегу р. Яхрома, известно несколько местонахождений межледниковых отложений. Озерно-болотные отложения в оврагах Петров, Дальний и у д. Андрейково были открыты С. А. Добровым и О. И. Тихвинским еще в 20-х годах [Добров, 1932]. Позднее некоторые из этих отложений исследовали Г. Ф. Мирчинк [1931] и В. С. Доктуровский [1932], который опубликовал спорово-пыльцевую диаграмму одного из разрезов. Эти авторы установили, что торфяные отложения, вскрывающиеся в оврагах Петров и Дальний, накапливались в рисс-вюрмское межледниковье и что вюрмский ледник до этих мест не доходил.

Петров овраг прорезает левый склон долины р. Яхрома напротив с. Ильинское. Озерно-болотные отложения обнажаются оврагом там, где он пересекает лощину в террасовидном уступе склона долины. В левом крутом борту узкого и глубокого оврага можно наблюдать север-

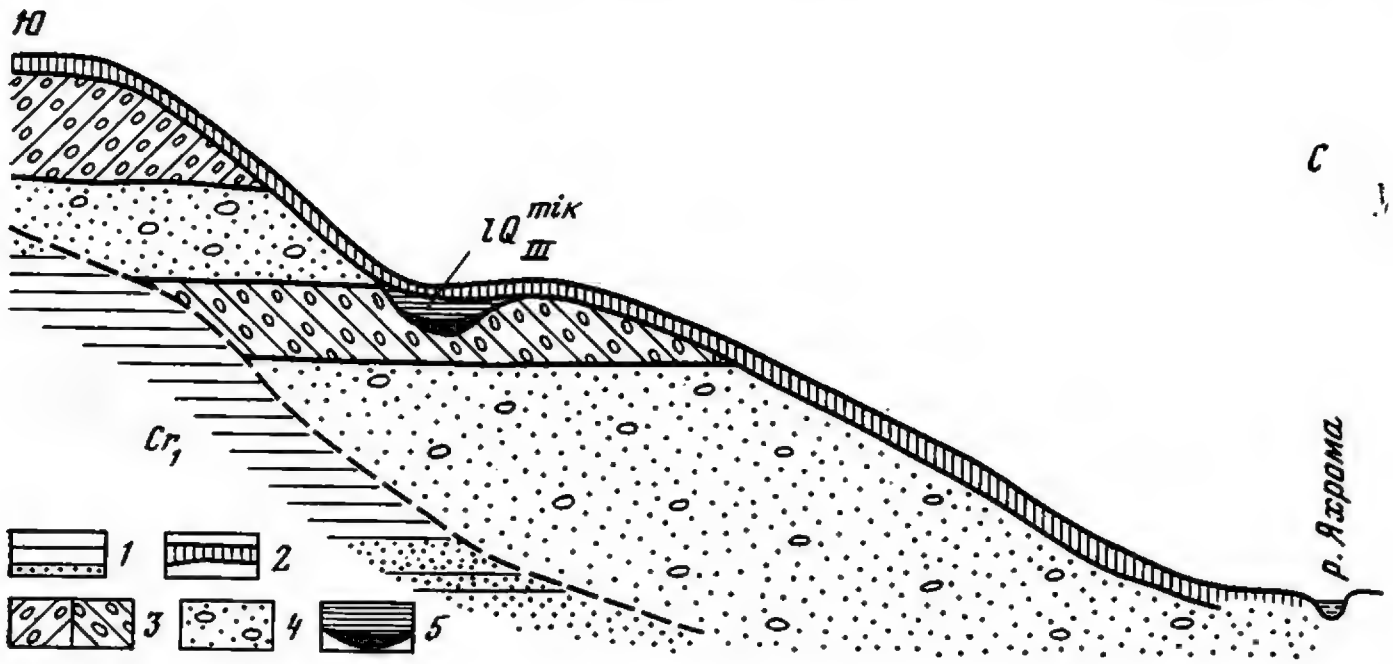


Рис. 1. Схематический геологический разрез левого борта долины р. Яхрома у с. Ильинское. Составил А. А. Носов

1 — мезозойские отложения; *2* — покровные образования; *3* — валунные суглинки; *4* — флювиогляциальные валунные пески; *5* — озерно-болотные отложения

ный край, по-видимому, линзовидной залежи межледниковых образований, тогда как основная ее часть прослеживается по дну оврага, а южная оконечность залежи, вероятно, укрыта делювиальными осыпями залегающих выше по склону флювиогляциальных отложений (рис. 1).

Местами слой торфа наблюдается у дна правого, более пологого борта оврага. В расчистках по левому борту оврага под маломощной подзолистой почвой вскрыто:

	Мощность слоя, м	Глубина подошвы слоя, м
1. Песок пылевидный, с редким гравием и мелкими валунами, темной серовато-желтой окраски, рыхлый, неслоистый	1,4	1,4
2. Суглинок иловатый, светлой зеленовато-серой окраски, монолитный, тяжелый, у кровли ожелезнен	1,8	3,2
3. Суглинок темно-бурый, иловатый, легкий, однородный	0,2	3,4
4. Песок мелкий, светло-желтый, с окатышами темно-серых и коричневых суглинков, а также с редким гравием	0,2	3,6
5. Суглинок темно-серый, иловатый, пронизанный многочисленными тонкими «прожилками» песка, проникшего по трещинам из лежащего выше слоя. Нижний контакт слоя неровный — суглинок клиньями с округлыми и остроугольными вершинами проникает в органогенные породы на глубину до 0,2—0,3 м	0,3	3,9
6. Гиттия слабоминерализованная, коричневого цвета, комковатая	0,4	4,3
7. Торф травянисто-моховой, плитчатый, темно-коричневый, с прослойкой глинистой гиттии черного цвета	0,7	5,0
8. Торф моховой, плитчатый, светло-коричневый	0,4	5,4
9. Гиттия интенсивно гумусированная, серовато-коричневая, тонкослоистая	0,2	5,6
10. Гиттия глинистая, коричневато-серая, слоистая	0,8	6,4
11. Суглинок серо-зеленый, грубослоистый, с песком	0,2	6,6
12. Песок мелкий, желтовато-серый, с редким гравием и мелкими валунами	0,4	7,0
13. Суглинок зеленовато-серый, иловатый, с валунами	более 0,5	

Спорово-пыльцевая диаграмма органогенных отложений, вскрывающихся в Петровом овраге, представлена на рис. 2. Она отражает больший временной интервал, чем диаграмма, опубликованная В. С. Доктуровским. Как по составу спорово-пыльцевых спектров, так и по последовательным их сменам эта спорово-пыльцевая диаграмма типична для микулинского межледниковья. На ней четко выделяются формальные пыльцевые зоны, соответствующие схеме стратиграфического расчленения микулинских отложений В. П. Гричука [1961]:

M_{2+3} — зона сосны и березы с небольшим участием ели и широколиственных древесных пород;
M_4 — зона дуба и вяза; она расчленяется на две подзоны: M_{4a} — максимум пыльцы дуба и вяза, M_{4b} — первая половина максимума пыльцы лещины;
M_5 — зона липы с участием дуба, вяза и граба; вторая половина максимума пыльцы лещины;
M_6 — зона граба;
M_7 — зона ели (верхний максимум).

Время формирования исследованных отложений охватывает, следовательно, практически все межледниковье, отсутствуют лишь начальная и заключительная его фазы. Это позволяет рассматривать разрез у с. Ильинское как один из самых полных разрезов микулинских отложений центра Русской равнины; немаловажно также, что межледниковые отложения находятся здесь в четкой стратиграфической позиции. В связи с указанными обстоятельствами представляет интерес детальная палеофлористическая характеристика рассматриваемых отложений.

Численность ископаемой флоры, выявленной в органогенных отложениях в результате видовых определений пыльцы и спор (73 таксона — виды и роды растений, таблица), позволяет поставить этот разрез по степени его флористической изученности в один ряд с такими одновозрастными разрезами, как Микулино, где по карпологическим данным [Дорофеев, 1963], а также по пыльце и спорам определено 87 видов и родов, Черемошник А — 70 видов [Гричук и др., 1973] и немногие другие разрезы.

Видовые определения выполнены при участии М. Х. Моносзон, которой авторы приносят искреннюю благодарность.

Сопоставление рассматриваемой флоры с флорой стратотипического разреза Микулино показывает их большое сходство. В обеих флорах велико участие лесных видов, в том числе в оптимальные интервалы межледниковья — неморальных. Наряду с ними в растительном покрове сохранялись элементы бореальных лесных формаций — сосновых боров, березняков и сероольшанников. Возможно, что на прилегающей территории местами сохранялись и немногочисленные популяции Betula humilis — единичные пыльцевые зерна этого вида, хотя и спорадически, встречаются во всех зонах; пыльцевые зерна ели, отмеченные в некоторых образцах оптимального интервала, здесь, скорее всего, дальнезаносные.

Во флоре разреза у с. Ильинское, как и во флоре из с. Микулино, значительное место занимают водные, болотные и прибрежные виды растений, что, естественно, объясняется условиями осадконакопления. Эти виды более полно выявляются по определениям плодов и семян, но, как видно на примере ископаемой флоры разреза у с. Ильинское, хорошо представлены и в спорово-пыльцевых спектрах. Показательно, что в образцах из нижней половины органогенной толщи эта группа представлена водными видами (Myriophyllum spicatum, Nuphar, Nymphaea alba, N. candida, Salvinia natans), а в спектрах верхней половины исследованной толщи присутствует пыльца болотных растений, произрастающих на торфяниках (Drosera, Menyanthes trifoliata). Среди водно-болотных растений отмечены такие характерные для межледниковых флор микулинского возраста виды, как Salvinia natans, Trapa natans, Stratiotes aloides, Typha minima.

Палеофлористические материалы по разрезу у с. Ильинское показывают, что большинство видов, произраставших в микулинское межледниковье в центральных районах Русской равнины, и сейчас свойственно этой территории, они обладают широкими евроазиатскими или европейскими ареалами. Вместе с тем микулинская флора включала ряд видов, сейчас на этой территории не произрастающих. Из числа восточноазиатских (по современному ареалу) видов следует назвать Osmunda cinnamomea, из числа западноевропейских — Quercus pubescens, Q. petraea,

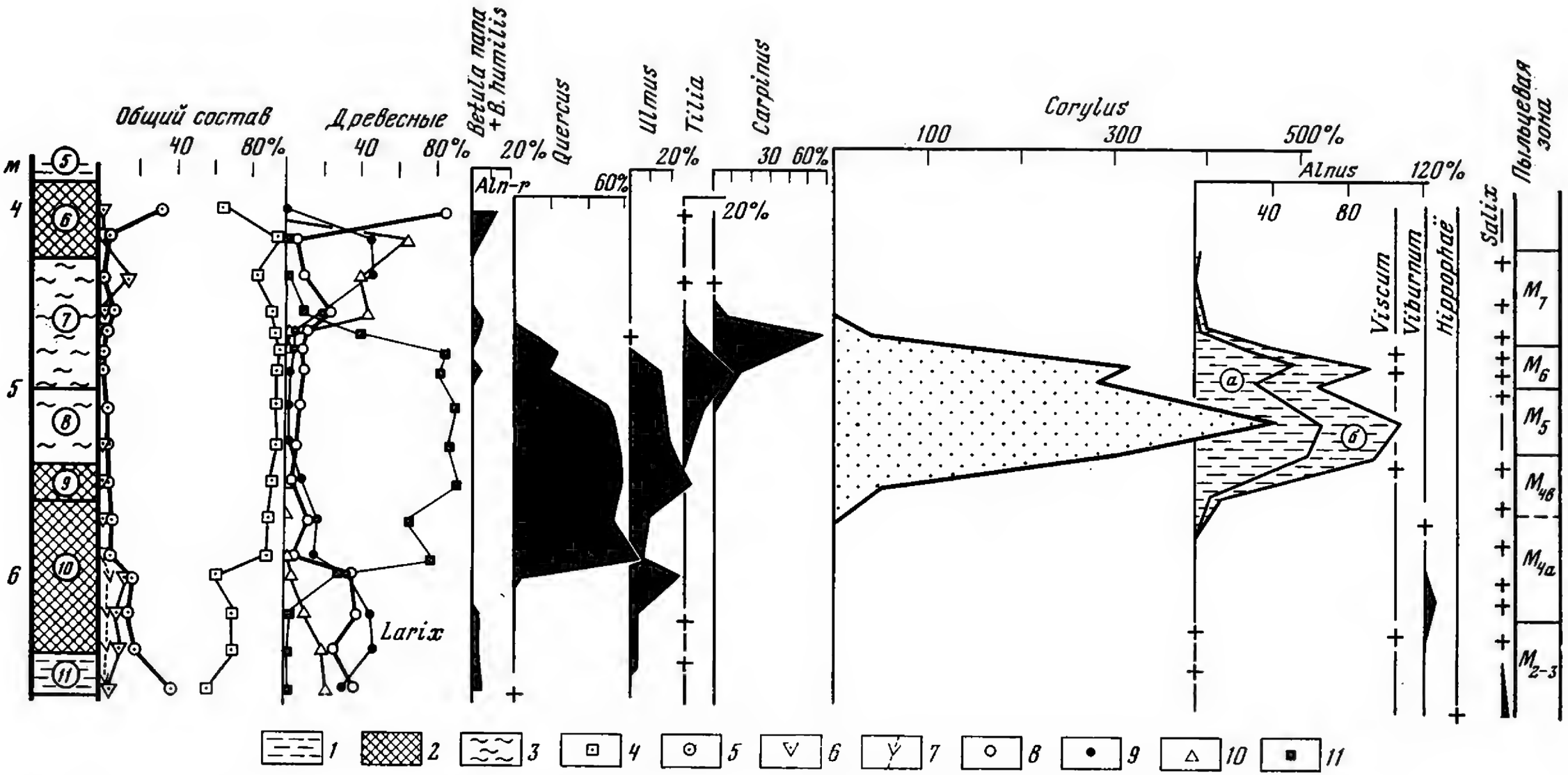


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма озерно-болотных отложений в Петровом овраге у с. Ильинское (анализы Э. М. Зеликсон)

1 — суглинок; *2* — гиттия; *3* — торф; *4*, *5* — пыльца: *4* — древесных, *5* — травянистых; *6* — споры; *7—11* — пыльца: *7* — водных растений, *8* — березы, *9* — сосны, *10* — ели, *11* — широколиственных пород; *а* — содержание пыльцы Alnus glutinosa; *б* — содержание пыльцы A. incana. Цифры на колонке в кружках — номера слоев, описание см. в тексте

Список растений, определенных в разрезе с. Ильинское

Вид и род растения	Пыльцевые зоны						
	V_1	M_7	M_6	M_5	M_{4b}	M_{4a}	M_{2+3}
1. Acer	−	−	+	+	+	−	−
2. Alnaster fruticosus Ldb.	+	−	−	−	−	−	−
3. Alnus glutinosa Gaertn.	+	+	+	+	+	+	−
4. A. incana Moench.	−	+	+	+	+	+	+
5. Amaranthus retroflexus L.	−	−	−	−	−	−	+
6. Artemisia sect. Absinthium	−	−	−	−	−	−	+
7. A. vulgaris L.	−	−	−	−	−	+	−
8. Athyrium filis — femini (L.) Roth.	−	−	−	−	−	−	+
9. Atriplex patula L.	−	−	−	−	−	+	+
10. Betula humilis Schrank.	+	+	+	+	+	+	+
11. B. nana L.	+	+	−	−	−	−	+
12. B. pendula Roth.	+	+	+	+	+	+	+
13. B. pubescens Ehrh.	+	+	+	+	+	+	+
14. Botrychium boreale Milde	+	−	−	−	−	−	−
15. Carpinus betulus L.	−	+	+	+	+	−	−
16. Chenopodium album L.	−	−	−	−	−	+	+
17. Ch. botrys L.	−	−	−	−	−	−	+
18. Ch. glaucum L.	−	−	−	−	−	+	−
19. Ch. hybridum L.	−	−	−	−	−	+	−
20. Ch. vulvaria L.	−	−	−	−	−	−	+
21. Corispermum orientale L.	−	−	−	−	−	−	+
22. Corylus avellana L.	−	+	+	+	+	+	+
23. Drosera rotundifolia L.	−	+	+	−	−	−	−
24. Drosera sp.	+	+	−	−	−	−	−
25. Ephedra sp.	−	−	−	−	−	+	+
26. E. distachya L.	−	−	−	−	−	−	+
27. Equisetum arvense L.	−	−	−	−	−	−	+
28. E. scirpoides Michx.	−	−	−	−	−	−	+
29. Eurotia ceratoides C. A. M.	−	−	−	−	−	+	+
30. Fraxinus excelsior L.	−	−	+	+	+	+	−
31. Helianthemum	−	−	−	−	−	+	+
32. Hippophaë rhamnoides L.	−	−	−	−	−	−	+
33. Humulus lupulus L.	−	−	+	+	−	+	−
34. Larix	−	−	−	−	−	−	+
35. Lycopodium annotinum L.	−	+	+	−	−	−	−
36. L. clavatum L.	−	+	−	−	−	−	+
37. L. complanatum L.	−	+	+	−	−	+	−
38. L. selago L.	−	+	+	−	−	−	+
39. Lythrum salicaria L.	−	−	+	−	−	+	−
40. Menyanthes trifoliata L.	−	+	−	−	−	−	−
41. Myriophyllum spicatum L.	−	−	−	−	−	−	+
42. Nuphar	−	−	−	−	−	+	+
43. Nymphaea alba L.	−	−	−	−	−	+	+
44. N. candida J. et C. Presl.	−	−	−	−	+	+	+
45. Ophioglossum vulgatum L.	−	−	−	−	−	+	+
46. Osmunda cinnamomea L.	−	+	+	−	−	+	−
47. Picea abies Karst.	−	+	+	+	+	+	+
48. Pinus silvestris L.	+	+	+	+	+	+	+
49. P. sect. Cembra	−	+	−	−	−	+	+
50. Pteridium aquilinum (L.) Kuhn.	−	+	−	−	−	+	+
51. Quercus petraea Liebl.	−	−	+	−	+	+	−
52. Q. pubescens Willd.	−	−	−	−	−	+	−
53. Q. robur L.	−	+	+	+	+	+	+

(Окончание)

Вид и род растения	Пыльцевые зоны						
	V_1	M_7	M_6	M_5	M_{4b}	M_{4a}	M_{2+3}
54. Salix	—	+	+	+	+	+	+
55. Salvinia natans (L.) All.	—	—	—	—	—	+	—
56. Selaginella selaginoides Link.	+	—	—	—	—	—	—
57. Stratiotes aloides L.	—	—	—	—	—	—	+
58. Thalictrum minus L.	—	—	+	—	—	—	—
59. Th. simplex L.	—	—	—	—	—	+	—
60. Thelicrania	—	—	—	—	—	+	—
61. Tilia cordata Mill.	—	+	+	+	+	—	+
62. T. platyphyllos Scop.	—	—	+	+	+	—	—
63. Trapa natans L.	—	—	—	—	—	+	—
64. Typha angustifolia L.	—	—	—	—	—	+	—
65. T. latifolia L.	—	—	+	—	—	+	+
66. T. minima Funck.	—	—	—	—	—	+	—
67. Ulmus campestris L.	—	—	+	+	+	+	—
68. U. laevis Pall.	—	—	+	—	—	+	—
69. U. scabra Mill.	—	—	+	—	—	+	+
70. Urtica	—	—	—	—	—	+	—
71. Viburnum opulus L.	—	—	—	—	+	+	+
72. V. lantana L.	—	—	—	—	—	+	—
73. Viscum album L.	—	—	+	—	+	—	—

Carpinus betulus, Tilia platyphyllos, Viscum album. Вместе с названными выше водно-болотными видами, относящимися в большинстве к диффузно-рассеянному типу географических элементов, эти растения образуют группу показательных видов микулинского межледниковья.

Приведенные данные в сопоставлении с данными о количественных соотношениях компонентов спорово-пыльцевых спектров позволяют охарактеризовать изменения растительности центра Русской равнины на протяжении микулинского межледниковья. Так, в начале периода, отраженного в разрезе (пыльцевые зоны M_{2+3}), в растительном покрове еще сохранялись элементы растительных сообществ предшествующей ледниковой эпохи. Об этом свидетельствует присутствие лиственницы в дендрофлоре, а также многочисленных пионерных и гелиофильных видов растений: Ephedra (не менее двух видов), виды родов Chenopodium и Helianthemum, Equisetum arvense и др. Вместе с тем присутствие в спектрах этого интервала пыльцы Stratiotes aloides — растения, которое в современных условиях северной части центра Русской равнины размножается преимущественно вегетативно, говорит о том, что климат этого времени был достаточно теплым. Благоприятные климатические условия способствовали миграции широколиственно-лесной флоры — в спектрах верхнего образца рассматриваемой зоны отмечена пыльца Quercus robur, Tilia cordata, Ulmus scabra, Corylus avellana.

Как известно, одна из отличительных черт ботанической характеристики микулинского межледниковья — четкая временна́я дифференциация субкомплексов неморальной флоры — кверцетального и неморального теневого [Клеопов, 1941], которая находит отражение в хорошо проявляющейся на диаграммах этого возраста последовательности кульминации содержания пыльцы широколиственных пород: дуб+вяз→ →орешник→липа→граб.

Представление о временно́й дифференциации неморальной флоры микулинского межледниковья находит свое подтверждение и в распре-

делении по разрезу пыльцы неморальных видов. Так, пыльца типичных представителей кверцетального субкомплекса — Quercus pubescens, Viburnum lantana — отмечена только в первой половине оптимума, в зоне M_{4a}. Представители теневого (океанического) субкомплекса — Tilia platyphyllos, Carpinus betulus — проникают в центр Русской равнины в фазу M_{4b}, а распространяются здесь во второй половине оптимального интервала.

Существенно дополняет наши представления о временно́м распределении неморальных видов в центре Русской равнины в микулинское межледниковье то обстоятельство, что группа неморальных видов (свойственных этой территории и в настоящее время) существовала здесь на протяжении всего оптимума межледниковья, включая его умеренные отрезки (тогда их роль в растительности, естественно, существенно снижалась). В эту группу входят наши основные неморальные породы: Quercus robur, Ulmus laevis, U. scabra и др. Можно сделать вывод, что как современные ареалы распространения этих видов, так и их распространение на территории Русской равнины в течение микулинского межледниковья обусловливают объединение их в самостоятельный, третий субкомплекс неморальной флоры, который по характеру формаций, образуемых одним из наиболее характерных его представителей — дубом черешчатым, можно назвать «дубравным».

ЛИТЕРАТУРА

Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Гричук В. П., Губонина З. П., Зеликсон Э. М., Моносзон М. Х. Межледниковые отложения района г. Ростова (Ярославского).— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена: Тр. III Междунар. палинол. конф. М.: Наука, 1973.

Добров С. А. Геологический очерк Дмитровского края.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Дмитровского края (Тр. Дмитровского края: Вып. 7). Дмитров, 1932.

Доктуровский В. С. Нові дані про фльору межильодовикових і польодовикових покладі в СРСР.— В кн.: Збірник пам'ти акад. Тутковського. Київ: Всеукр. акад. наук, 1932, т. 2.

Дорофеев П. И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области.— В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. IV.

Клеопов Ю. Д. Основные черты развития флоры широколиственных лесов Европейской части СССР.— В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941, вып. I.

Мирчинк Г. Ф. Новые данные о межледниковых отложениях рисс-вюрмского времени.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1931, т. 9, № 3/4.

УДК 551.791(477.9)

А. А. КЛЮКИН, А. А. ЩЕПИНСКИЙ

НОВЫЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ НАХОДКИ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРАС Р. АЛЬМА (КРЫМ)

Неоднократно предпринимались безуспешные попытки скоррелировать палеолитические стоянки с эпохами вреза, аккумуляции и террасообразования в речных долинах Крымских гор. Решению этого вопроса препятствовал ряд причин: 1. Почти все известные палеолитические стоянки связаны с разрушенными или частично сохранившимися гротами и навесами. 2. Отложения, вмещающие культурные слои известных стоянок, непосредственно не связаны с надпойменными террасами. 3. Плейстоценовые склоновые отложения пока не поддаются расчленению по

внешним признакам, что затрудняет сопоставление разрезов палеолитических стоянок со склоновыми осадками террасового комплекса. В связи с этим представляет большой интерес новая позднепалеолитическая стоянка Малиновка I, погребенная в аллювии II надпойменной террасы, и новая мустьерская стоянка Малиновка II, погребенная в разрезе делювия III террасы. Эти стоянки обнаружены авторами в 1980 г. в долине прорыва р. Альма через Внутреннюю (палеогеновую) куэсту Крымских гор.

Стоянка Малиновка I находится у правого склона долины в 50 м западнее крайних домов с. Малиновка и в 70 м южнее шоссе на высоте 10 м над руслом реки. Стоянка Малиновка II расположена в 0,2 км северо-восточнее, вблизи устья глубокой балки на высоте 25—30 м над руслом р. Альма и 10 м над руслом балки.

II терраса р. Альма у с. Малиновка имеет общую ширину до 400 м при ширине сохранившихся террасовых ступеней от 50 до 200 м. Ее высота над руслом реки составляет 9—10 м. В направлении к склону долины терраса перекрыта пролювием и делювием. За счет этого относительная высота поверхности повышается до 15—20 м, а крутизна возрастает от 2—4° (конусы выноса) до 15—20° (делювиальные шлейфы).

Терраса — цокольная, с нормальной мощностью аллювия (2,5 м), в котором хорошо развиты русловая и пойменная фации. Цоколь террасы сверху вниз по долине прорыва выработан в разных породах, сменяющихся по падению: в мергелях и известковистых песчаниках маастрихтского яруса верхнего мела, в глинах бахчисарайского яруса и нуммулитовых известняках симферопольского яруса среднего эоцена. К цоколю прислонена I надпойменная терраса относительной высотой 3—4 м, сложенная констративным аллювием мощностью 6—7 м.

Культурный слой стоянки Малиновка I вмещен в верхнюю часть разреза аллювия в 80 м южнее погребенного тылового шва II надпойменной террасы. Геологический разрыв сверху вниз представлен следующими слоями (рис. 1, *А*):

	Мощность, м
1. Суглинок желто-коричневый, легкий, карбонатный, с дресвой и щебнем нуммулитового известняка (40—50%). Его мощность снижена за счет искусственной срезки	1,7
2. Супесь серо-коричневая с включением гравия песчаника, известняка, кварца (10%). В середине этого слоя находится культурный горизонт стоянки мощностью 0,2 м	0,9
3. Гравий и галька песчаника, известняка, кварца, кремня, порфирита с коричнево-серым песчаным заполнителем (10—20%)	1,6
4. Глина песчанистая, зеленовато-серая, бахчисарайского яруса среднего эоцена	0,7

Слой 4 образует вскрытую искусственной выемкой часть цоколя террасы, слои 2 и 3 общей мощностью 2,5 м — аллювий II террасы. Слой 2 относится к пойменной, а слой 3 — к русловой фации аллювия. Дресвяно-щебнистые суглинки слоя 1 имеют пролювиальный генезис и слагают конус выноса, который образовался позднее поверхности террасы. Пролювий перемещен паводками из правобережной балки, выработанной в нуммулитовых известняках. Стоянка древнего человека погребена под западной частью конуса выноса.

Ниже по долине поверхность II террасы перекрыта делювием мощностью до 6 м (рис. 1, *Б*). Разрез делювиального шлейфа вскрыт карьером в 0,4 км западнее с. Малиновка (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Суглинок желто-коричневый, легкий, карбонатный, с дресвой нуммулитового известняка (10%)	1,6
2. Суглинок желто-коричневый, легкий, карбонатный, с дресвой и мелким щебнем нуммулитового известняка (20—30%)	1,8
3. Щебень и дресва нуммулитового известняка с желто-коричневым легким карбонатным суглинистым заполнителем (30—50%)	2,3

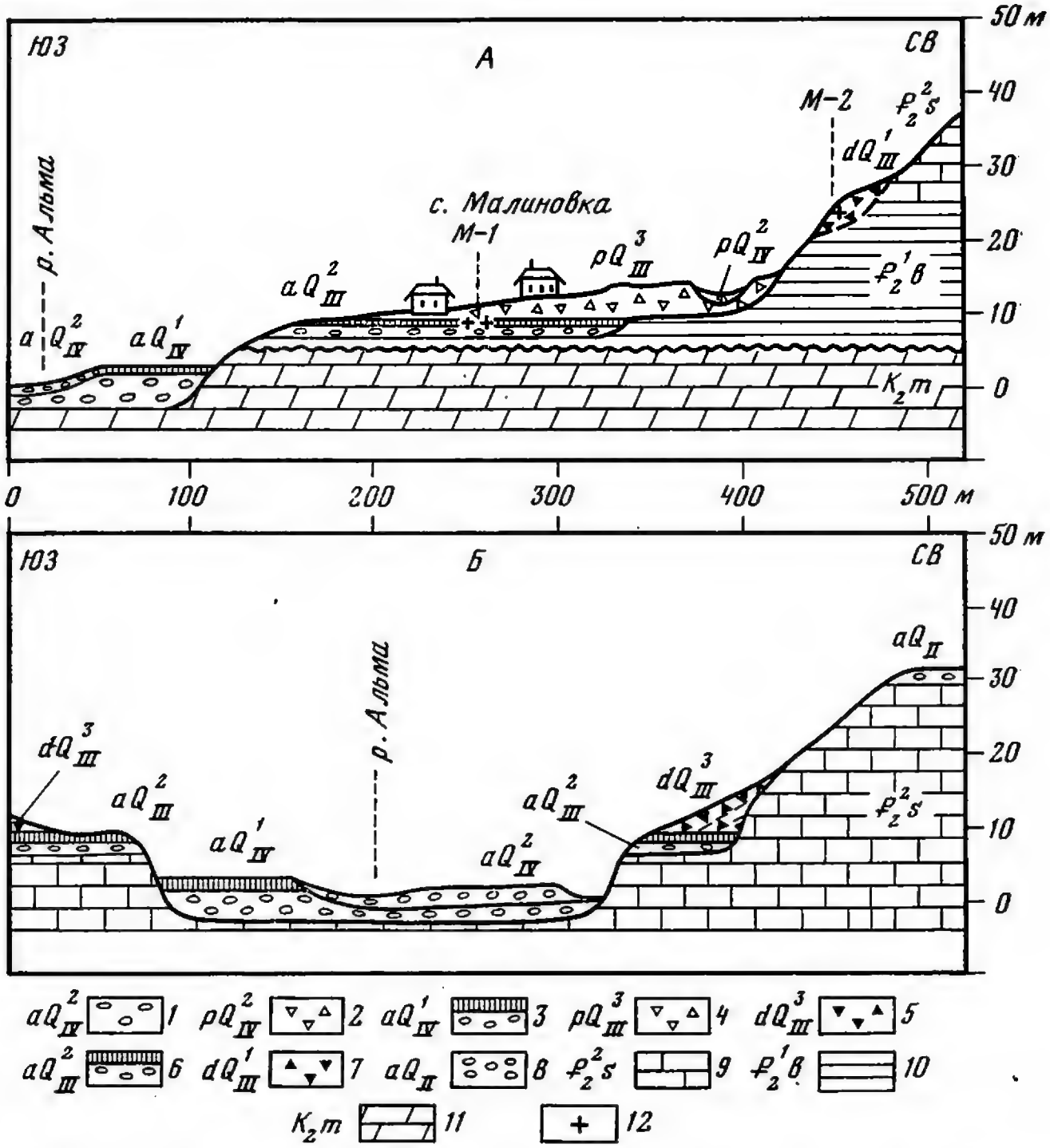


Рис. 1. Поперечные геолого-геоморфологические профили через долину р. Альма

А — у с. Малиновка; *Б* — в 0,4 км западнее с. Малиновка. *1* — галечники русла и поймы; *2* — дресвяно-щебнистые суглинки современного конуса выноса; *3* — галечники и суглинки I надпойменной террасы; *4* — дресвяно-щебнистые суглинки конусов выноса, опирающихся на II террасу; *5* — дресвяно-щебнистые суглинки делювиального шлейфа, опирающегося на II террасу; *6* — галечники и супеси II террасы; *7* — дресвяно-щебнистые суглинки делювиального шлейфа, опирающегося на III террасу; *8* — галечники IV террасы; *9* — нуммулитовые известняки симферопольского яруса среднего эоцена; *10* — глины бахчисарайского яруса среднего эоцена; *11* — мергели маастрихтского яруса верхнего мела; *12* — положение палеолитических стоянок (М-1 — стоянка Малиновка I; М-2 — стоянка Малиновка II)

Описанный разрез находится под склоном из нуммулитового известняка над погребенной тыльной частью поверхности II террасы. Обращает на себя внимание постепенное уменьшение размера и количества крупнообломочного материала снизу вверх по разрезу делювия. Это обусловлено выполаживанием эрозионного уступа нуммулитовых известняков после накопления аллювия на II террасе. По мере выполаживания уступа постепенно уменьшалась крупность сносимых обломков, а делювиальный шлейф распространился к бровке террасы и вверх по склону. Конусы выноса и делювиальные шлейфы начали формироваться с того момента, когда бывшую пойму (поверхность террасы) перестали заливать паводки, а эрозионный врез углубился по отношению к высокой пойме на 2—2,5 м. Пролювий и делювий коррелятны эрозионному врезу реки в днище примерно на 10 м, т. е. соответствуют времени выработки уступа II надпойменной террасы.

Культурный слой стоянки Малиновка I находится в средней части разреза пойменной фации аллювия II террасы. По внешним признакам он не отличается от вмещающих супесей, имеет мощность 0,2 м и залегает субгоризонтально. В инвентаре стоянки обнаружены только кремневые изделия, которые находились in situ. Это доказывает ряд признаков: 1. Культурный слой выдержан на трех участках, находящихся в 20—30 м друг от друга, что, очевидно, отвечает местоположению отдельных временных лагерей. 2. Отсутствуют следы окатанности и сортированности кремневого инвентаря, в котором совместно находятся крупные изделия и мелкие чешуйки. 3. Состав вмещающего слоя песчано-пылеватый, в нем встречаются лишь единичные гравийные включения.

Древний человек жил на бывшей пойме реки в конце времени накопления аллювия на II террасе и покинул стоянку из-за паводков. При малой скорости потока, разлившегося по широкой пойме, кремневый материал стоянки не был переотложен и оказался быстро захороненным в пойменном аллювии.

При зачистке наиболее крупного фрагмента культурного слоя, прослеженного поперек террасы на 8 м, было извлечено 145 кремней, из которых 91 имел следы человеческой деятельности. Собранная коллекция включала:

1. Отщепы неправильной формы — 25 шт., среди них встречаются пластинчатые отщепы (рис. 2, *5—7*).

2. Оживляющий скол с ударной площадкой нуклеуса — 1 шт. (рис. 2, *2*).

3. Нуклеусы призматические — 2 шт. Один из них имеет скошенную ударную площадку, обновленную боковым сколом. Пластины отделаны с одной стороны. На противоположной стороне сохранились следы желвачной корки, которая частично снята поперечными сколами (рис. 2, *1*). Подобные нуклеусы типичны для нижнего слоя стоянки Сюрень I и идентичны ранней форме верхнепалеолитических нуклеусов [Векилова, 1957].

4. Ножевидные пластины — 24 шт. На их спинках наблюдаются грани предшествующих сколов, часто неправильных, изогнутых очертаний (рис. 2, *8—17*). Подобные изделия характерны для финального мустье и особенно для раннего этапа позднего палеолита, например для нижнего слоя стоянки Сюрень I [Векилова, 1957].

5. Резцы на углу ножевидных пластинок — 2 шт. (рис. 2, *18*, *19*). Резцовые сколы нанесены с левой стороны, а правая притуплена мелкой крутой ретушью.

6. Ножевидная пластинка с микроретушью на одном скошенном конце — 1 шт. (рис. 2, *20*).

7. Скребки на массивных отщепах — 2 шт. Один из них — высокой формы с крутой ретушью на рабочем крае (рис. 2, *21*). Рабочий край другого скребка моделирован микроретушью (рис. 2, *22*). Подобная микроретушь появилась еще в позднем мустье Крыма и хорошо представлена в верхнем палеолите и в мезолите. Архаическими признаками обладают и широкие крупные пластины с характерными для мустье ударными площадками и крупными отбойными бугорками. Эти особенности присущи также пластинам из нижнего слоя стоянки Сюрень I [Векилова, 1957].

Отсутствие в коллекции типичных мустьерских форм (дисковидных нуклеусов, остроконечников, скребёл) и кремневого инвентаря мезолитического облика (конусовидных и близких к ним нуклеусов, орудий с двусторонней ретушью, геометрических форм и др.) дает основание отнести стоянку Малиновка I к позднему палеолиту. Наличие призматических нуклеусов со скошенной ударной площадкой, преобладание пластинчатых отщепов, аморфный облик ножевидных пластин и конце-

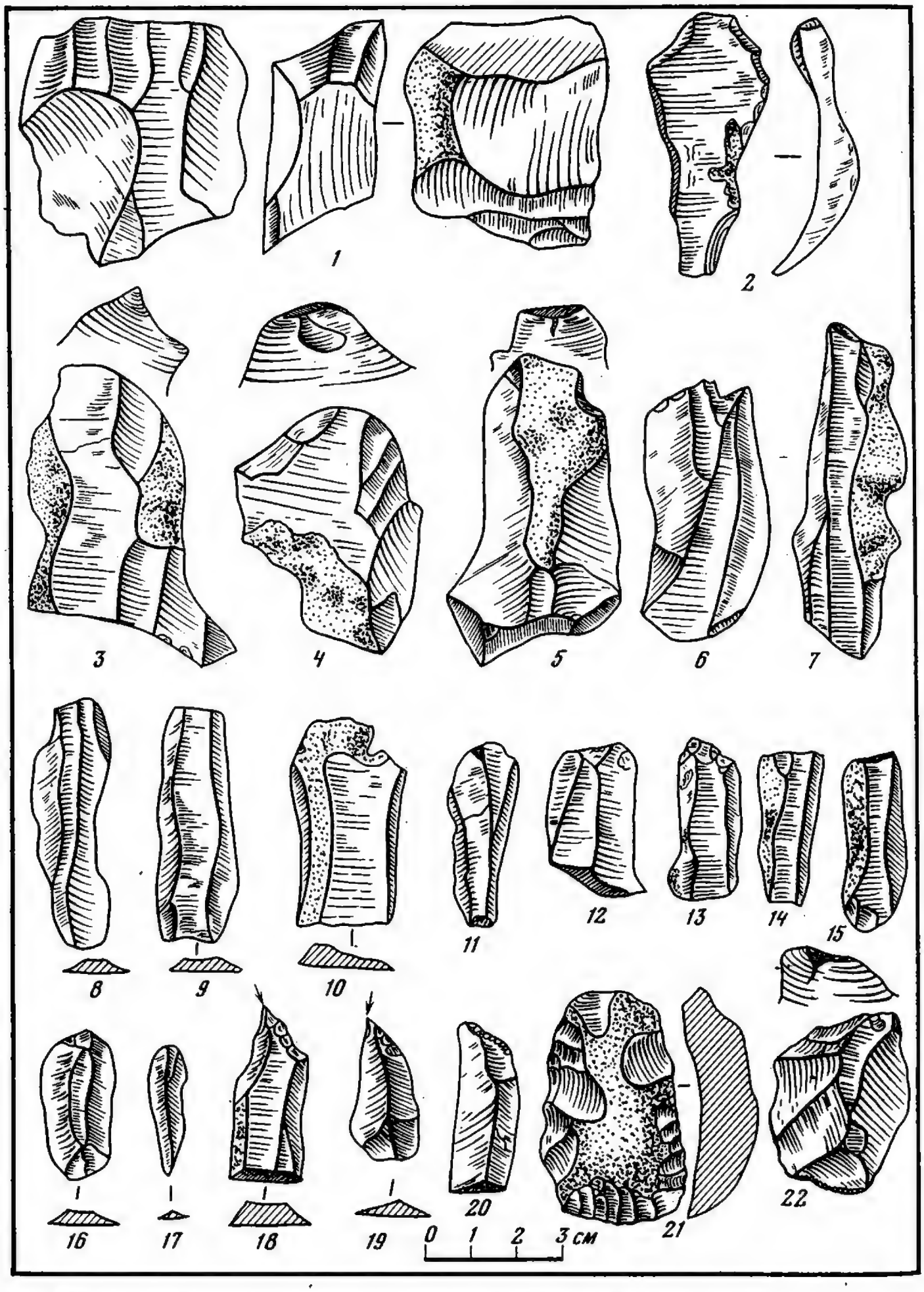


Рис. 2. Кремневые изделия позднепалеолитической стоянки Малиновка I

1—22 — описание в тексте

вых скребков высокой формы на концах массивных отщепов позволяют датировать памятник ранним этапом позднего палеолита. На это указывают, в частности, отщепы и пластины с ярко выраженными мустьерскими традициями.

Кремневый инвентарь стоянки аналогичен инвентарю нижнего слоя стоянки Сюрень I и находкам на склоне под скальным навесом Шайтан-Коба II [Колосов, 1971]. Инвентарь подтверждает гипотезу автохтонного развития позднего палеолита на базе позднего мустье [Бонч-Ос-

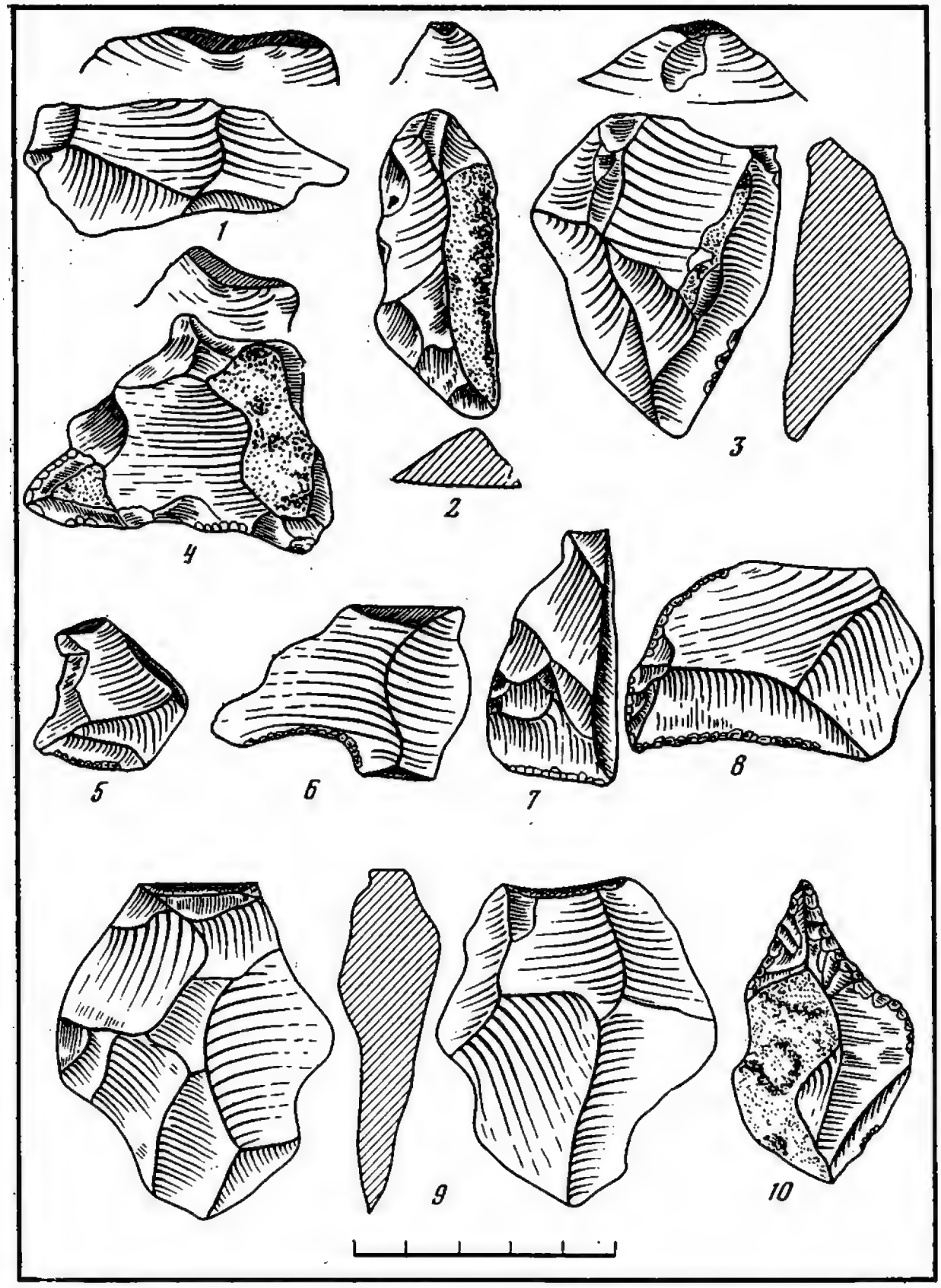


Рис. 3. Кремневый инвентарь мустьерской стоянки Малиновка II
1—10 — описание в тексте

моловский, 1934; Бадер, 1957; Векилова, 1957; Формозов, 1958; Крайнов, 1960].

Специалистов всегда удивляла малочисленность и бедность позднепалеолитических стоянок Крыма по сравнению с более древними (мустьерскими) и более молодыми (мезо- и неолитическими) памятниками. По этому поводу высказывались предположения, что человек позднего палеолита переселился вследствие похолодания климата, сокращения охотничьих угодий или каких-то других причин на Русскую равнину [Формозов, 1958, 1977; Бибиков, Любин, 1978] или на Южный берег Крыма [Бонч-Осмоловский, 1934; Векилова, 1971], где стоянки этого времени сейчас погребены или уничтожены денудацией. Так или иначе, но, как пишет Е. А. Векилова [1979], «исключительная редкость памятников этой эпохи в Крыму до сих пор остается необъяснимым фактом... и их открытие надо ожидать в будущем» [с. 14].

До последнего времени считалось, что в палеолите человек обитал

главным образом в гротах и под навесами известняковых обрывов Внутренней гряды Крымских гор. Именно в этих местах и велись поиски его стоянок. Первые мустьерские стоянки под открытым небом были обнаружены сравнительно недавно в предгорье [Колосов, 1979], на Южном берегу Крыма и в равнинной части полуострова [Щепинский, 1972, 1979]. Успешные раскопки одной из таких стоянок предпринял Ю. Г. Колосов [1979] в Красной балке у Ак-Кая близ Белогорска. Хорошо известны в Крыму и мезолитические стоянки открытого типа.

Стоянка Малиновка I — первая среди позднепалеолитических памятников Крыма, расположенных под открытым небом. Можно предположить, что в это время человек уже неохотно заселял гроты и навесы, а обитал на открытой площади вблизи мест охоты, рыбной ловли и источников водоснабжения. Этим, на наш взгляд, объясняются редкие находки стоянок позднего палеолита в местах традиционного поиска и их бедность.

Время жизни человека на стоянке Малиновка I коррелятно времени завершения аккумуляции аллювия на II надпойменной террасе, т. е. возраст стоянки и возраст поверхности террасы практически идентичны и соответствуют началу позднего палеолита. Синхронные памятники ранней поры позднего палеолита, имеющие возраст 33 000—28 000 лет назад (стрелецкая и городцовская культуры), известны в гумусированных слоях верхней части разреза аллювия II террасы верхнего течения Дона [Геохронология СССР, 1974]. На Черноморском побережье Кавказа также установлена связь позднепалеолитических культур со II цикловой надпойменной террасой и сурожской морской террасой [Щелинский, Островский, 1970].

Археологическая датировка II террасы открывает возможность корреляции более поздних и более ранних палеолитических культур с элементами рельефа и отложениями террасового комплекса речных долин Крыма. Средней и поздней поре позднего палеолита должны отвечать выработка уступа II террасы, эрозионный врез в долинах и их притоках, накопление пролювия и делювия на поверхности II террасы. Следует ожидать погребенные стоянки этого времени под конусами выноса, делювиальными шлейфами и внутри их разрезов. Мустьерские памятники должны быть коррелятны времени аккумуляции аллювия в основании II террасы, эпохе формирования III террасы и накопления на ней отложений конусов выноса и делювиальных шлейфов. Подтверждением этого служит стоянка Малиновка II, погребенная в склоновых осадках более высокого, чем второй, террасового комплекса долины р. Альма вблизи стоянки Малиновка I.

Отложения, вмещающие культурный слой стоянки Малиновка II, вскрыты искусственной выемкой. Здесь сверху вниз обнажены (см. рис. 1, *Б*):

	Мощность, м
1. Дресва, щебень и мелкие глыбы нуммулитового известняка с желто-коричневым, легким, карбонатным суглинистым заполнителем (40—50%)	1,0
2. Суглинок серо-коричневый, легкий, карбонатный, с дресвой и щебнем нуммулитового известняка (30%). В него включены кремневые изделия, обломки кремня и известняка со следами пребывания в огне, древесный уголь	0,2
3. Суглинок желто-коричневый, легкий, карбонатный, с дресвой и щебнем нуммулитового известняка (30—40%)	0,6

Описанные отложения видимой мощностью около 2 м имеют делювиальный генезис и вмещают культурный слой, который по простиранию склона лежит субгоризонтально и прослежен на 4 м.

При зачистке культурного слоя и в отвалах выемки собрано более 30 кремней. Среди них:

1. Отщепы — 5 шт., два из них имеют массивную неправильную, а три — пластинчатую форму (рис. 3, *1—4*).

2. Отщепы с одним заостренным краем, который со стороны спинки оформлен мелкой, регулярно нанесенной ретушью — 4 шт. (рис. 3, *5—8*).

3. Бифас в виде миниатюрного рубильца — 1 шт. (рис. 3, *9*).

4. Остроконечник на тонком отщепе — 1 шт. (рис. 3, *10*).

5. Осколки и обломки — 8 шт.

6. Обломки со следами пребывания в огне — 2 шт.

7. Небольшие обломки со следами сколов — 5 шт.

Кремневые изделия имеют характерный облик и не оставляют сомнения в их мустьерском возрасте, но пока не дают возможности датировать памятник конкретно поздним или средним мустье. Геоморфологические условия свидетельствуют о наличии стоянки, которая располагалась на площадке у входа в грот. Впоследствии грот разрушился и на его месте образовался цирк в сглаженном уступе из нуммулитовых известняков. Сходный рельеф характерен для расположенной неподалеку среднемустьерской стоянки Кабази, изученной А. А. Формозовым [1959].

Поверхность сохранившейся тыловой части делювиального шлейфа, вмещающего стоянку, отделена четким эрозионным уступом (более 10 м) от II террасы со стоянкой Малиновка I. По отношению к расположенной рядом IV (среднечетвертичной) надпойменной террасе (30—32 м) видно, что наклонная (20°) поверхность шлейфа распространялась к более низким относительным отметкам. Положение делювиального шлейфа в террасовом рельефе долины р. Альма позволяет утверждать, что он моложе IV и древнее II террасы. Делювиальный шлейф с мустьерской стоянкой опирался на III террасу (20 м), которая в дальнейшем была уничтожена эрозией. Стоянка Малиновка II хронологически соответствует этапу выработки уступа III террасы. Она должна быть синхронна какой-то части разреза мустьерской стоянки Красная балка, раскопанной Ю. Г. Колосовым [1979] в отложениях делювиально-пролювиального шлейфа, опирающегося, вероятно, на III надпойменную террасу.

Таким образом, новые стоянки каменного века, обнаруженные в отложениях террасового комплекса долины р. Альма, позволяют связывать II цикловую надпойменную террасу с ранней порой позднего палеолита, а делювиальные шлейфы и конусы выноса, опирающиеся на III террасу, в какой-то их части — с поздним или средним мустье.

ЛИТЕРАТУРА

Бадер О. Н. Некоторые памятники палеолита и мезолита в восточной части горного Крыма.— В кн.: История и археология древнего Крыма. Киев, 1957.

Бибиков С. Н., Любин В. П. Распространение памятников раннего палеолита Крыма и Кавказа и история их исследования. М., 1978.

Бонч-Осмоловский Г. А. Итоги изучения крымского палеолита.— Ассоциация по изучению четвертичного периода Европы, 1934, вып. 5.

Векилова Е. А. Стоянка Сюрень I и ее место среди палеолитических местонахождений Крыма и ближайших территорий.— МИА СССР, 1957, № 59.

Векилова Е. А. Каменный век Крыма, некоторые итоги и проблемы.— МИА СССР, 1971, № 173.

Векилова Е. А. К столетию открытия палеолита в Крыму.— В кн.: Исследование палеолита в Крыму. Киев: Наук. думка, 1979.

Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап. Л.: Недра, 1974.

Колосов Ю. Г. Изучение материалов из Шайтан-Кобы.— МИА СССР, 1971, № 173.

Колосов Ю. Г. Аккайские мустьерские стоянки и некоторые итоги их исследований.— В кн.: Исследование палеолита в Крыму. Киев: Наук. думка, 1979.

Крайнов Д. А. Пещерная стоянка Таш-Аир I как основа периодизации послепалеолитических культур Крыма.— МИА СССР, 1960, № 91.

Формозов А. А. Пещерная стоянка Староселье и ее место в палеолите.— МИА СССР, 1958, № 71.

Формозов А. А. Мустьерская стоянка Кабази в Крыму.— Сов. археология, 1959, № 29/30.

Формозов А. А. Проблемы этнокультурной истории каменного века на территории Европейской части СССР. М., 1977.
Щелинский В. Е., Островский А. Б. Об опыте геологического стратифицирования новых археологических памятников Черноморского побережья Кавказа.— В кн.: Материалы к симпоз. «Периодизация и геохронология плейстоцена». Л.: Наука, 1970.
Щепинский А. А. Нові мустьерські мисцезнаходження Південного берега Криму.— Археологія, 1972, № 7.
Щепинский А. А. Палеолитические местонахождения крымского Присивашья.— В кн.: Исследование палеолита в Крыму. Киев: Наук. думка, 1979.

УДК 551.791

Н. И. ПЬЯВЧЕНКО

О ВОЗРАСТЕ ТОРФЯНИКОВ И СМЕНАХ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

Изучение истории голоцена и развития торфонакопления на юге нынешней лесной зоны и в лесостепи Западно-Сибирской равнины неоднократно привлекало внимание исследователей за последние 50 лет [Бронзов, 1936; Нейштадт, 1936, 1957; Н. Кац и С. Кац, 1950; С. Кац, 1957; Пьявченко, 1968; Пьявченко и др., 1973; Лисс и др., 1976, 1978; Хотинский, 1977]. Однако отсутствие до недавнего времени абсолютной хронологии характерных стратиграфических и палинологических уровней в торфяниках позволяло лишь приблизительно датировать происходившие смены растительности и сопоставлять результаты исследований, полученных в различных регионах страны.

Так, по мнению А. Я. Бронзова [1930], развитию торфообразования на Васюганье предшествовал ксеротермический степной период, который сменился кратковременным лесным, после чего началось широкое болотообразование. М. И. Нейштадт [1957] относит последнее к древнему голоцену.

Н. Я. Кац и С. В. Кац [1950] определяли возраст наиболее древних торфяников Барабинской степи 5000—6000 лет назад. Позднее С. В. Кац [1957] высказала мнение о более древнем возрасте торфяников бассейна р. Нарым и Барабинской степи — 9000—12 000 лет назад.

В статье автора [Пьявченко, 1968] на основании сопоставления результатов изучения ряда глубоких торфяников подзоны сосново-березовых лесов на территории Томской области с данными других авторов, в частности с абсолютными датировками отдельных торфяников Урала [Хотинский, 1977] и таежной зоны Западной Сибири [Нейштадт, 1967], формирование минерализованных придонных горизонтов глубоких торфяников отнесено к предбореальному периоду и датировано возрастом 8 500—10 000 лет назад.

Позднее на основе комплексного изучения наиболее глубокого разреза торфяника в долине р. Жуковка на междуречье Оби и Томи [Пьявченко и др., 1973] возраст придонных озерных отложений и относящийся к нему нижний максимум ели были условно датированы аллерёдом, а начало торфонакопления отнесено к верхнему дриасу.

В недавней работе Н. А. Хотинского [1977] приведены радиоуглеродные определения возраста придонных горизонтов торфа с нижним максимумом березы по болотам восточной окраины Васюганья: Васюганье I (глубина 4,0 м) — 5760±130 лет назад (МО-434), Васюганье III (глубина 2,75 м) —4570±170 лет назад (Мо-433) и Матьянга (глубина 3,75 м)—5150±120 лет назад (Мо-467). Более древние торфяники с повышенным содержанием пыльцы ели в основании залежи Хотинский не обнаружил.

Исследования О. Л. Лисс и Н. А. Березиной [1978] показали, что в южнотаежной подзоне Обь-Иртышского междуречья наиболее древние торфяники имеют атлантический возраст — 6120±80 лет назад (ТА-618) и 7260±60 лет назад (ТА-666). Неглубокие торфяники лесостепной полосы оказались моложе, в частности рям у станции Убинская с мощностью торфа 3,1 м имеет возраст 4350±70 лет назад (ТА-596).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полученные нами в последнее время результаты радиоуглеродного датирования образцов с упомянутого выше Жуковского торфяника дают возможность уточнить начало торфообразования и реконструкцию природных условий того времени.

Первая абсолютная датировка 9625±100 лет назад (ТА-1137) относится к горизонту 8,8—8,75 м, образованному озерно-речными осадками с мелкими раковинами пресноводных моллюсков, переходящими глубже в песчаный грунт. Следовательно, формирование этого горизонта шло во второй фазе предбореального периода, а не в аллерёде, как предполагалось нами ранее [Пьявченко и др., 1973]. Вторая датировка 8040±80 лет назад (ТА-1138), относящаяся к горизонту торфяника 6,8—7,0 м, сложенному травяным торфом с остатками папоротника, вахты и включением раковин пресноводных моллюсков, соответствует началу атлантического времени. Третья датировка 3550±60 лет назад (ТА-113), полученная для горизонта 2,8—3,0 м, сложенного гипново-осоковым торфом, относится к середине суббореального времени.

Рассмотрим теперь в свете абсолютной геохронологии имеющиеся в нашем распоряжении данные стратиграфического и палинологического изучения торфяника (рис. 1).

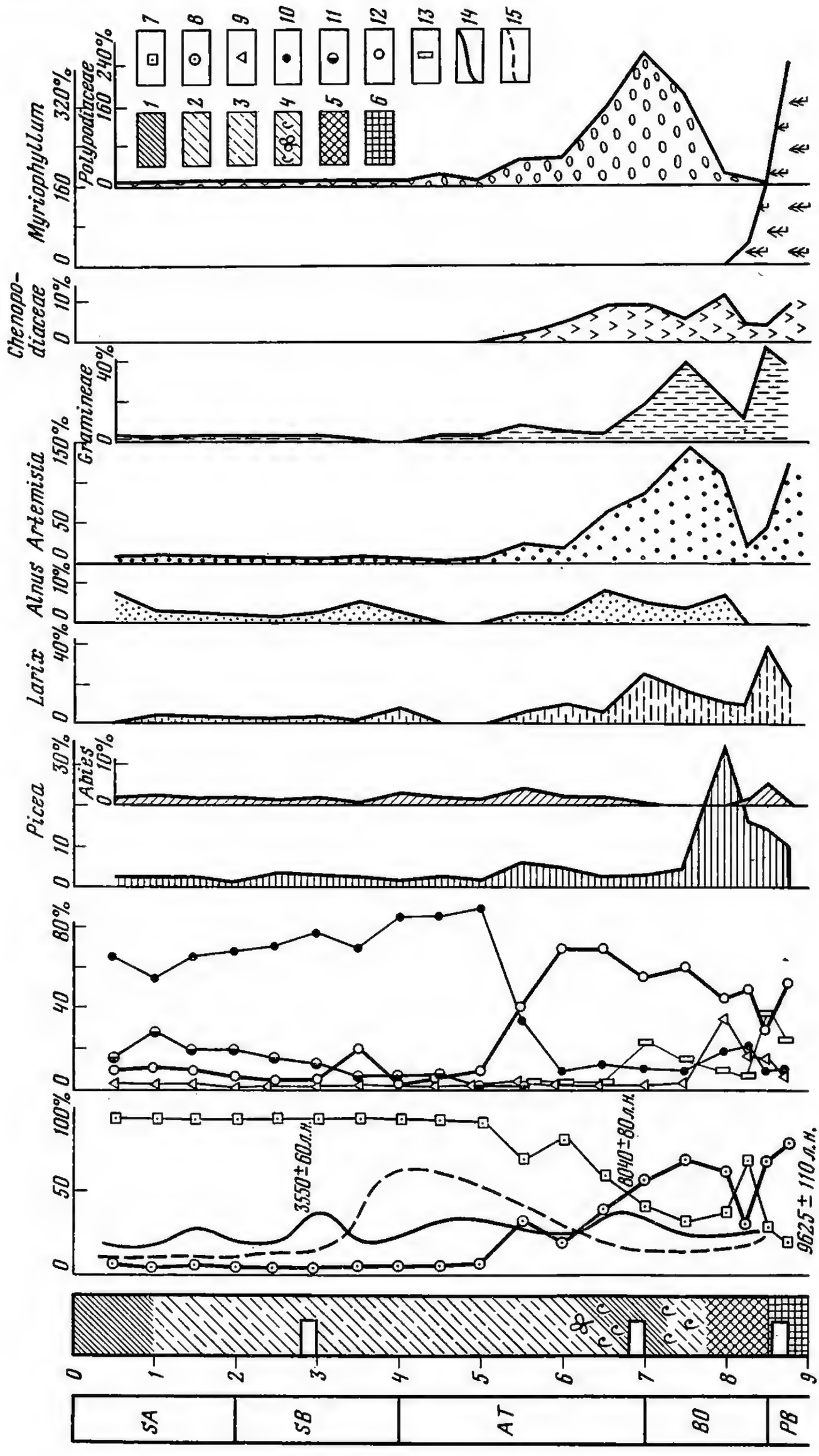
Относящиеся к предбореальному времени озерно-речные отложения с раковинами пресноводных моллюсков рода Radix, а также таких видов, как Gyraulus gredleri, Valvata piscinalis, Pisidium hibernicum, Bithynia tentaculata[1] свидетельствуют о существовании в долине нынешней речки проточного водоема типа пойменного озера сравнительно небольшой глубины. На последнее указывает присутствие в осадках плодов рдестов Potamogeton natans, P. pectinatus, P. pusillus, озерного камыша Scirpus tabernaemontani, Scirpus sp. и многочисленных семян урути Myriophyllum verticillatum.

Возникновение этого озера, очевидно, было вызвано подъемом воды в гидрографической сети вследствие подпора стока Оби тающим ледником или водами морской трансгрессии.

Соотношение древесной и недревесной пыльцы показывает, что древесная растительность окружающей территории не имела тогда сплошного распространения. Она была представлена лиственницей и березой, в том числе карликовой, с некоторым участием ели. Сосна в составе лесной растительности, возможно, не участвовала, а малое количество ее пыльцы могло быть связано с ветровым заносом извне. Обширные песчаные пространства междуречья были покрыты злаково-полынными растительными группировками с участием маревых и других растений.

В начале бореального времени, около 9000 лет назад, в озере отлагались темноцветные сапропелевидные осадки с включением большого количества пресноводных моллюсков, преимущественно рода Pisidium, мелкого песка и плодов Potamogeton natans. Период накопления полуметрового слоя этих осадков (от 8,3 до 7,8 м), очевидно, совпадает с дальнейшим подъемом уровня воды как в озере, так и в песчаных грунтах междуречья. На это указывает присутствие в отложениях глубоко-

[1] Определение моллюсков сделано Л. С. Козловской, плодов и семеня — Е. М. Метельцевой [Пьявченко и др., 1973].


Myriophyllum
Polypodiaceae
Chenopodiaceae
Gramineae
Alnus
Artemisia
Larix
Picea
Abies
3550±60 л.н.
8040±80 л.н.
9625±110 л.н.
SA
SB
AT
BO
PB

водного комплекса моллюсков рода Pisidium и распространение ели на песчаных почвах, на которых эта порода может расти лишь при достаточном их увлажнении. Хорошо выраженный максимум ели фиксируется на пыльцевой диаграмме только в этот период, во все же остальное время голоцена она имела незначительное распространение, очевидно, на достаточно влажных и богатых почвах речных долин и других низменностей.

Одновременно с сильным распространением ели и в меньшей степени сосны, березы, пихты и ольхи произошло резкое сокращение площади степных злаково-полынных сообществ.

Вторая половина бореального периода, в течение которой сформировался нижний слой торфяника от 7,8 до 7,0 м, характеризуется обмелением озера и развитием гипнового и гипново-осокового болота с жестководно-грунтовым питанием (pH солевой вытяжки 6,6—7,4). На болоте получили широкое распространение папоротники, очевидно, Thelypteris palustris, вахта Menyanthes trifoliata, рогоз Typha sp., хвощ Equisetum fluviatile и другие болотные травы. Отложившийся в ту пору торф имеет невысокую степень разложения (20—25%) и содержит около 20% золы. Последнее указывает, что торфообразование шло в условиях несильно выраженного аллювиального режима, вызывавшего сравнительно небольшое засорение торфа минеральными примесями.

Общая лесистость территории уменьшается, лесообразующее значение ели и сосны сильно падает и на первое место выходят береза с лиственницей. Открытые пространства вновь занимаются сообществами полыней, маревых и злаков.

В атлантическое время происходит интенсивное накопление травяного и гипново-осокового торфа невысокой и средней степени разложения (25—40%). Засоренность его минеральными примесями постепенно возрастает и к концу периода достигает 63%, что можно объяснить усилением аллювиального, а возможно, и делювиального процесса в связи с увеличением влажности климата и развитием эрозии. Лесистость территории быстро возрастает, широко распространяется береза, а затем сосна, вытесняющие лиственницу и травянистые степные сообщества.

В течение суббореального периода продолжается отложение торфа, сходного по ботаническому составу и степени разложения с накопленным в атлантическое время. Однако в начале суббореала содержание зольных элементов в торфе резко падает до 11%, что можно объяснить выходом поверхности болота из сферы влияния половодья как вследствие нарастания значительной толщи торфа (около 5 м), так и врезания в грунт речного русла под влиянием понижения базиса эрозии.

На фоне господства сосны постепенно возрастает участие в лесах сибирского кедра (Pinus sibirica). Другие древесные породы — ель, пихта, лиственница и береза — составляют лишь небольшую примесь к основным лесообразователям.

Обращает на себя внимание небольшое увеличение содержания пыльцы березы и уменьшение содержания пыльцы сосны в пыльцевом спектре начала суббореального времени. Скорее всего, это было вызвано кратковременным нарушением состава древесных пород под влиянием лесных пожаров.

Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма Жуковского торфяника Томской области

1—4 — торф: *1* — осоковый, *2* — осоково-гипновый, *3* — гипновый, *4* — травяной с остатками папоротника и вахты; *5* — темноцветные сапропелевидные отложения; *6* — придонные озерно-речные отложения; *7* — древесная пыльца; *8* — недревесная пыльца; *9—13* — пыльца древесных: *9* — ели, *10* — сосны, *11* — сибирского кедра, *12* — березы, *13* — лиственницы; *14* — кривая степени разложения; *15* — кривая зольности торфа

В субатлантическое время, нижнюю границу которого можно условно провести по глубине 2 м, продолжается накопление гипново-осокового и осокового торфа невысокой степени разложения, но содержание золы в нем еще более уменьшается (до 10% и менее). В составе окружающих лесов господствует сосна, однако все большее распространение получает сибирский кедр, образующий лесные массивы в речных долинах и сточных логах на богатых почвах низинных торфяников. Заметное на пыльцевой диаграмме уменьшение содержания пыльцы кедра в субрецентном спектре, вероятно, вызвано давно уже начавшимся антропогенным влиянием, особенно сплошными вырубками.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Анализ приведенного материала позволяет считать, что в конце бореального времени, 9500—10 000 лет назад, территория Обь-Томского междуречья, занятая ныне сосновыми лесами, представляла лесостепь, покрытую на больших площадях злаково-полынными группировками с участием маревых. Древесная растительность, состоявшая из березы, частично карликовой, и лиственницы с участием ели, занимала, вероятно, более влажные депрессии среди песчаных террас и имела характер степных колков. Эта фаза синхронна раннеголоценовому, или переславскому, похолоданию, отмеченному в Европейской части СССР и Сибири [Хотинский, 1977]. Однако в условиях юга Западной Сибири это похолодание, вероятно, было слабо выражено, о чем свидетельствует широкое распространение названных выше водных растений, и особенно Myriophyllum verticillatum.

Сухой климат этого времени не благоприятствовал возникновению торфяников. С увеличением его влажности и подъемом уровня воды в озерно-речной сети в начале бореального периода лесистость территории возрастает и на первое место среди древесных пород выходит ель, пыльца которой дает хорошо выраженный максимум в подстилающих торфяник сапропелевидных отложениях на глубине 8 м. Появляется пихта, начинается распространение сосны и ольхи. Роль степных травянистых сообществ резко падает.

Однако в дальнейшем бореальное время характеризуется возросшей сухостью, что приводит к отступанию ели и новому распространению березы и лиственницы. Участие сосны также падает, что позволяет предполагать ухудшение термических условий летнего периода. Пойменное озеро мелеет и превращается в низинное болото, в котором отлагаются слои гипнового и травяного торфа с остатками папоротника и других болотных растений.

Таким образом, образование древних торфяников на юге лесной зоны Западной Сибири началось 8000—8500 лет назад, т. е. по своему возрасту они близки к торфяникам среднетаежной подзоны, что следует из радиоуглеродных датировок, приведенных в работах М. И. Нейштадта [1967] для Першинского торфяника в Тобольском Прииртышье, Ф. З. Глебова и др. [1974] — для торфяника Лукашкин Яр Александровского района Томской области, О. Л. Лисс и Н. А. Березиной [1978] — для торфяников Демьян-Юганского междуречья. Конечно, этот вывод касается только тех торфяников южной полосы, которые возникли и развивались вначале под влиянием обильного питания подземными грунтовыми водами. Для заболачивания же неглубоких депрессий на надпойменных террасах рек и плоских водоразделах от переувлажнения водой атмосферных осадков благоприятные условия сложились не ранее атлантического периода.

С самого начала атлантического времени климат становится влажнее и теплее бореального, что способствует широкому распространению сначала березовых, а в дальнейшем сосновых лесов, занявших всю тер-

риторию Обь-Томского междуречья и вытеснивших злаково-полынные растительные сообщества.

В суббореальное и субатлантическое время существенных изменений в составе растительного покрова, характере и скорости торфонакопления наши стратиграфические и палинологические исследования не установили. На этом основании можно предполагать, что и климатические колебания на юге Западной Сибири на протяжении указанного времени не достигали значительной амплитуды.

Сопоставление рассмотренной спорово-пыльцевой диаграммы с диаграммой торфяника Лукашкин Яр на Оби [Глебов и др., 1974], находящегося в подзоне средней тайги на 450 км севернее, показывает хорошее их сходство как по соотношению древесной и недревесной пыльцы, наличию и синхронности нижнего максимума ели, общему ходу кривых сосны и березы, так и по времени начала торфонакопления и ботаническому составу придонного слоя торфа. На диаграмме Жуковского торфяника сильнее выражены бореальные выступы пыльцы полыней и маревых, что, естественно, связано с более южным его широтным положением.

Отмеченное сходство показывает, что общие тенденции формирования растительности, изменения климатических условий и образования торфяников в южной и средней подзонах Западно-Сибирской тайги имели в течение голоцена одинаковую направленность.

ВЫВОДЫ

Образование наиболее древних торфяников в подзоне сосново-березовых лесов Западно-Сибирской равнины началось в бореальный период голоцена, 9000—8500 лет назад. Ландшафты того времени имели характер довольно холодной лиственнично-березовой лесостепи с травяным покровом злаков, полыней и маревых.

Увеличение тепла и влаги в атлантическом периоде способствовало интенсивному накоплению топяного гипново-осокового торфа и широкому распространению сосново-березовых и сосновых лесов с возрастающим участием сибирского кедра. Этот тип ландшафта и характера торфонакопления сохраняется в основном на протяжении суббореального и субатлантического периодов, что позволяет говорить и об отсутствии значительных колебаний климата за это время на юге лесной зоны Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

Бронзов А. Я. Верховые болота Нарымского края.— Тр. Ин-та торфа, 1930, вып. 3.

Бронзов А. Я. Гипновые болота на южной окраине Западно-Сибирской равнинной тайги.— Почвоведение, 1936, № 2.

Глебов Ф. З., Толейко Л. С., Стариков Э. В., Жидовленко В. А. Палинологическая характеристика и датирование по C^{14} торфяника в Александровском районе Томской области (среднетаежная подзона).— В кн.: Типы болот СССР и принципы их классификации. Л.: Наука, 1974.

Кац Н. Я., Кац С. В. Об эволюции ландшафта южной части Западной Сибири по данным изучения торфяников.— В кн.: Тр. Конф. по спорово-пыльцевому анализу 1948 г. М.: Изд-во МГУ, 1950.

Кац С. В. Этапы развития растительности Западной Сибири в голоцене.— Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957, т. 13.

Лисс О. Л., Березина Н. А., Куликова Г. Г. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 6.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Возраст болот и интенсивность торфонакопления в центральной части Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Генезис и динамика болот. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 12—19.

Нейштадт М. И. Торфяные болота Барабинской лесостепи.— В кн.: Торфяные болота Крайнего Севера и Азиатской части СССР. М.; Л., 1936. (Тр. Центр. торф. опыт. ст. Т. I).

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
Нейштадт М. И. Об абсолютном возрасте торфяных болот Западной Сибири.— Rev. Roum. biol. Ser. bot., 1967, vol. 12, N 2/3.
Пьявченко Н. И. Динамика лесистости и состава лесов на юге Сибири в голоцене по данным изучения торфяных и сапропелевых отложений.— Лесоведение, 1968, № 3.
Пьявченко Н. И., Метельцева Е. П., Козловская Л. С., Горлова Р. Н. Палеогеографические условия голоцена на юге Западной Сибири по данным комплексного изучения торфяников.— В кн.: Проблемы биогеоценологии, геоботаники и ботанической географии. Л.: Наука, 1973.
Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

В. И. ЕЛИСЕЕВ

ЧТО ПОНИМАЛ ПОД ПРОЛЮВИЕМ АЛЕКСЕЙ ПЕТРОВИЧ ПАВЛОВ?

Несмотря на то что термин «пролювий» существует в нашей литературе три четверти века, общепринятого толкования его до сих пор не имеется. Подавляющее большинство исследователей — В. А. Обручев, Н. И. Николаев, Е. В. Шанцер, А. И. Москвитин, В. В. Ламакин, Ю. А. Скворцов, автор и многие другие — понимают под пролювием весь комплекс отложений устьевых конусов выноса. Некоторые ученые (О. К. Ланге, К. В. Курдюков) к пролювию относят только периферические тонкообломочные накопления конусов выноса. Именно так, по их мнению, понимал пролювий А. П. Павлов, впервые выделивший его как генетический тип. Так же считают и составители Геологического словаря [1973]. Они указывают, что пролювий (пролювиальные отложения) — «по Павлову, отложения временных, текущих с гор, потоков, представленные суглинисто-глинистым лёссовидным материалом» (с. 148). Наконец, Н. П. Васильковский пролювием называет осадки временных потоков, независимо от того, слагают ли они конусы выноса или образуются на дне разработанных этими же потоками эрозионных долин, т. е. относит, таким образом, к пролювию и аллювий временных водотоков.

Творец термина «пролювий» А. П. Павлов в статье «О туркестанском и европейском лёссе», опубликованной в 1903 г., указывал: «Геологические отложения, накопляющиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно изливающимися из горных долин и растекающимися по равнине потоками, заслуживают обособления в особый генетический тип, для обозначения которого было бы удобно пользоваться термином отложения пролювиальные, пролювий» [1951, с. 68][1]. Написано предельно ясно: потоки, выходя из горных долин на равнину, растекаются и откладывают пролювий, включающий, естественно, все осадки этих потоков — и тонкие, и грубые. В этой статье, вопреки мнению ряда исследователей (О. К. Ланге и др.), А. П. Павлов нигде не писал, что пролювий лишь тонкообломочные накопления периферических частей конусов выноса, а относил к нему весь комплекс отложений конусов выноса временных потоков. Вот его высказывания: «Необходимо искать также обнажения, в которых раскрывалось бы строение лёссового бассейна от его середины до самого края, до окраинных гор. Только на таких разрезах можно проследить постепенное изменение лёсса в иные породы и подме-

[1] Здесь и ниже цитаты приводятся из сборника статей А. П. Павлова «Статьи по геоморфологии и прикладной геологии», изданного Московским обществом испытателей природы в 1951 г.

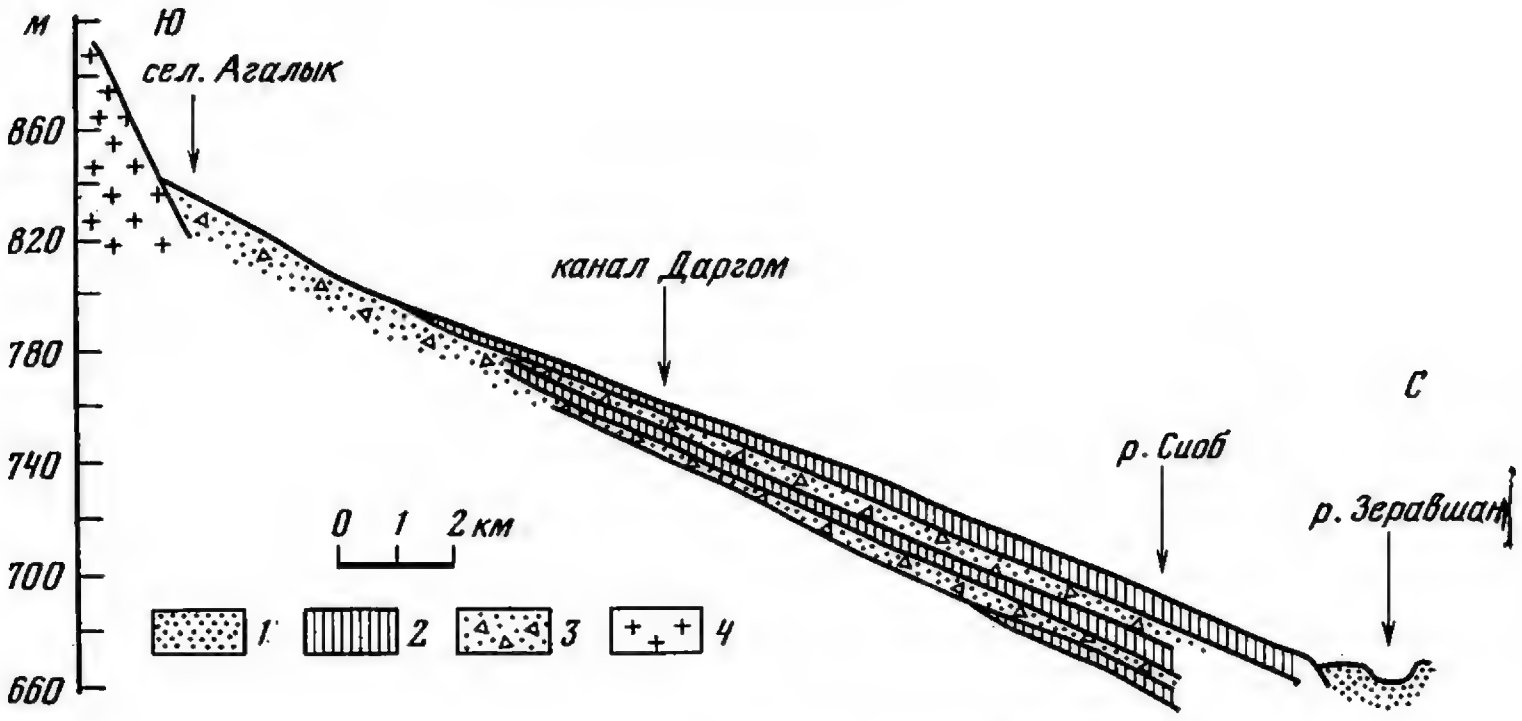
тить в нем те черты, которые указывают на условия, при каких образовался лёсс, и на способ его образования; другими словами, нужно изучать лёсс не только как породу и описывать его петрографические признаки, но и главным образом как геологическое целое (разрядка моя.— *В. Е.*), как лёссовую формацию данной области» [Там же, с. 66]. Изучая «лёссы»[2] Самаркандского района, хорошо вскрытые долиной канала Даргом, А. П. Павлов подметил, что «в лёссе ближайших к Даргому более низких частей равнины, примыкающей с севера к горам Ак-тау, попадаются, и то лишь в нижних горизонтах, редкие, быстро выклинивающиеся прослоечки песка и мелкого кварцевого гравия. Ближе к горам они становятся чаще и крупнее, гравий (гранитный) примешивается к самому лёссу, появляются полосы крупных галек и валунов. Лёсс, то смешанный, то чередующийся с гравием, проникает далеко в горные долины и местами сменяется одним гравием или скоплением глыб выветрившегося гранита. Можно наблюдать интересные переходы между лёссом и этими скоплениями» [Там же, с. 66]. И еще одна цитата из этой статьи. «В окрестностях Ташкента, по арыку Кара-Камыш, обнажается лёсс многочисленными выклинивающимися тонкими прослойками и довольно значительными неправильными линзами более крупного гравия и валунчиков. В таких линзах мне удавалось находить зубы и кости жвачных и раковины наземных моллюсков. Смотря на такие размеры, нельзя сомневаться в том, что *вся толща* (курсив мой.— *В. Е.*) образовалась путем смыва то иловатых, то щебневатых продуктов разрушения с более возвышенных краев лёссового бассейна и путем отложения на очень пологом склоне неправильными выполнявшими впадинки полосами и покровами» [Там же, с. 67]. По мнению А. П. Павлова, такыры, «совершенно лишенные растительности, не благоприятствуют образованию легкой пористой от истлевших корешков породы. Это будет скорее плотная слоистая порода, озерный, а не эоловый лёсс» [Там же, с. 68].

Приведенные высказывания, бесспорно, свидетельствуют о том, что под «лёссовой формацией» А. П. Павлов понимал весь парагенезис отложений устьевых выносов временных потоков, включая в него осадки временных водоемов; рассматривал его как геологически единое целое, которое невозможно разорвать на отдельные части. Только такой подход и позволил ему выдвинуть саму идею пролювиального лёссообразования.

Посещение района Самарканда, который послужил А. П. Павлову эталоном для выделения пролювия как генетического типа, еще более убедило меня в том, что там прослеживается единая в генетическом отношении толща горных пород подгорного пролювиального шлейфа — дресвяников, дресвянных суглинков и лёссовидных глин, так тесно связанных друг с другом, что отделить от нее тонкообломочные собственно лёссовидные фации не представляется возможным (рисунок). Спрашивается: как можно разорвать на части этот единый пролювиальный шлейф? Полагаю, что ни один здравомыслящий геолог не может этого сделать.

---

[2] Автор полагает [Елисеев, 1972, 1978], что необходимо отделять лёссы от лёссовидных пород. Это важно для решения проблемы происхождения лёсса. А. П. Павлов тонкообломочные породы пролювиального шлейфа Самаркандского района называет лёссами, но они таковыми не являются, ибо характеризуются ясно выраженной слоистостью, содержат включения грубообломочного материала и могут считаться лишь как лёссовидные. Поэтому лёссы в павловском понимании я заключаю в кавычки. Под лёссом вслед за большинством исследователей следует понимать палевую (желто-серую) очень однородную неслоистую породу без каких-либо включений песка, гравия или тем более галек, обладающую большой пористостью (недоуплотненностью), вертикальной трещиноватостью и отдельностью, которые всюду отчетливо видны в обнажениях. Эталоном является лёсс ташкентского комплекса.



Схематический геологический профиль через пролювиальный шлейф в районе г. Самарканд

1 — аллювий голоценовый, пролювий позднеплейстоценовый; *2* — глины алевритовые лёссовидные; *3* — суглинки дресвяные и дресвяники; *4* — граниты элювиированные

Нет никакого сомнения в том, что к пролювию в этой работе А. П. Павлов относил все сочетание горных пород пролювиального шлейфа, взятое в целом.

В статье «О туркестанском лёссе и близких к нему отложениях», опубликованной в 1909 г., А. П. Павлов после осмотра обнажений по р. Ангрен, в Голодной степи и в других местах писал: «...лёссовые толщи здесь всегда имеют признаки слоистости, указывающей на работу воды, а в нижней своей половине содержат прослои галечника, гравия, песку, и, наконец, в основании переходят в конгломераты. По мере приближения к горам количество крупных элементов в лёссовых толщах значительно возрастает, и слоистость, обуславливаемая чередованием частиц различной крупности, становится все более и более ясной; нередко в самом лёссе попадаются здесь довольно крупные обломки различных пород» [1951, с. 70]. Таким образом, и здесь лёссовидные отложения не противопоставляются грубым накоплениям, а признается их неразделимость.

В работе «О древнейших на Земле пустынях», вышедшей в 1910 г., А. П. Павлов по сути дела повторил определение пролювия, данное им ранее. Он указывал в ней, что пролювий — это «отложения, накопляющиеся путем повторного распространения по пустынным равнинам минерального материала, выносимого из горных долин временными, растекающимися по равнине потоками. Было подмечено, что этим путем должны были образоваться огромные массы туркестанского лёсса» [1951, с. 77]. И далее А. П. Павлов поясняет, как происходил процесс образования «лёсса». Обращаясь снова к классическому району Самарканда, он писал: «...твердый белый гранит сменяется белою же массой разъединившихся гранитных минералов, далее их скопление обогащается порошковатым веществом и приобретает желтоватый цвет; еще далее порошковатый лёссовый материал становится преобладающим, и порода принимает обычный цвет лёсса и сильно вскипает с кислотой» [Там же, с. 77, 78]. Далее в этой же статье он подчеркивает, что «довольно значительные массы лёсса, но с частыми выклинивающимися прослоечками неокатанных материалов распавшегося гранита наблюдаются уже в долинах Ак-тау. В прилежащей равнине эти прослоечки

становятся все реже и реже по мере удаления от гор. Этот тип отложений с переходами от сравнительно грубого материала к тонким лёссовидным накоплениям оказался особенно характерным для континентальных областей с пустынной природой» [там же, с. 78]. И в этой статье А. П. Павлов отметил теснейшую связь лёссовидных отложений с более грубыми породами остальной части пролювиального шлейфа, ибо отделение первых от вторых противоречило бы его идее лёссообразования в результате пролювиального отмучивания.

Итак, во всех трех упомянутых статьях А. П. Павлова при внимательном чтении мы обнаруживаем, что под пролювием понимался весь комплекс отложений устьевых выносов временных потоков, а отнюдь не одни их периферические лёссовидные фации.

Но в 1924 г. в дополнении к главе XXV «Работа текучих вод» перевода книги «Геология» Э. Ога (издание третье) А. П. Павлов заметил: «Работа временных горных потоков не ограничивается отложениями устьевых конусов: мутные воды их широко разливаются по равнине, образуя обширные временные лужи или мелководные озера, в которых и отлагаются водами тонкие минеральные частицы». И далее: «Вновь отложившийся иловатый слой растрескивается под действием солнечных лучей и перекапывается многочисленными роющими насекомыми и личинками, нарушающими его первоначальную структуру. Образование этих тонких иловатых отложений возобновляется с каждым новым вторжением вод в пустынную равнину, и так как на большое расстояние от устьев потоков заносятся только тонкие иловатые частицы, этот процесс ведет к образованию однородной неслоистой толщи из очень мелких минеральных частиц, обнаруживающей все признаки, характеризующие лёсс. Эти отложения заслуживают обособления в особый генетический тип, для которого было предложено название пролювий... [46]» [с. 422]. Итак, здесь можно усмотреть уже тенденцию к противопоставлению периферических лёссовидных фаций, как собственно пролювия, грубым осадкам конусов выноса. При этом, однако, нельзя не обратить внимания на то, что в конце приведенной цитаты цифра в квадратных скобках означает ссылку на более раннюю работу «О туркестанском и европейском лёссе», в которой к пролювию, как мы видели, относилась вся «лёссовая формация», т. е. комплекс устьевых накоплений потоков, взятый в целом. И А. П. Павлов не только не опровергает своего первоначального определения пролювия, но тут же вновь подчеркивает, что «ближе к краевым частям лёссовых областей в этих толщах (т. е. в лёссовидных толщах. — *В Е.*) появляются прослои более крупных минеральных обломков и обнаруживаются постепенные п е р е х о д ы (разрядка моя.— *В. Е.*) этих отложений в щебневатые отложения устьевых конусов» [Там же, с. 422]. Иными словами, признается как раз невозможность четкого противопоставления «пролювиальных лёссов» тем самым грубым отложениям конусов выноса, которым они перед этим как будто бы противопоставлялись. Ясно, что это последующее высказывание А. П. Павлова начисто опровергает предыдущее. Кроме того, оно полностью опровергается и его более ранними работами.

Должен отметить, что тот из исследователей, кто хоть один раз наблюдал в поле эти постепенные переходы (а они видны там отчетливо), никогда не скажет, что от пролювиального шлейфа, к примеру самаркандского, можно оторвать «периферический кусок» в виде особого генетического типа, ибо этот шлейф представляет собой генетически единое целое.

Можно полагать, что А. П. Павлов в этой заметке, если можно так выразиться, «просто оговорился», ибо все его учение о пролювии пронизано идеей о теснейшей взаимосвязи слагающих его отдельных типов осадков. Несомненно, что пролювий в понимании А. П. Павлова — весь

комплекс устьевых образований временных потоков, от которого он никогда не отрывал концевые лёссовидные накопления.

Уместно отметить, что А. П. Павлов сомневался в универсальности своей теории лёссонакопления пролювиальным путем. Это вытекает из такого высказывания: «Многие русские геологи и почвоведы, — писал А. П. Павлов,— продолжают развивать эоловую теорию происхождения лёсса, признавая, однако, существование и иных типов этой породы (делювиальный и пролювиальный лёсс). Таким образом, генезис этой замечательной породы еще не может считаться вполне выясненным. В разных областях и даже в одной области в разные эпохи он может быть различным. Приходится допустить, что природа может различными путями достигать одинаковых результатов» [Там же, с. 422].

В итоге можно констатировать:

1. Пролювий, по А. П. Павлову,— это все осадки конусов выноса временных потоков.

2. В исследованном им районе г. Самарканд в периферической части подгорного пролювиального шлейфа действительно развиты лёссовидные породы, близкие по облику к настоящему лёссу. Однако они накопились здесь благодаря размыву элювия гранитов, богатого пылеватыми частицами, т. е. в специфической геологической обстановке. В подавляющем же большинстве случаев, как показали исследования Е. В. Шанцера [1966] и автора [1978], лёссовидные фации в периферических частях подгорных пролювиальных шлейфов отсутствуют, не говоря уже о конусах выноса постоянных рек. Поэтому присутствие лёссовидных фаций в периферической части самаркандского пролювиального шлейфа не правило, а скорее исключение из общего правила.

Что же касается связи с пролювием настоящих лёссов, то они в его фациях совершенно отсутствуют. Пролювиальным отмучиванием невозможно объяснить происхождение лёсса в этой области.

3. Приведенные высказывания А. П. Павлова, а также исследования Е. В. Шанцера [1966] и автора [1978] показывают, что пролювий представляет собой полигенетический комплекс отложений, ибо состоит из ряда динамически сильно отличающихся друг от друга фаций. Мнение В. И. Попова [1976], «что любой генетический тип осадков, по А. П. Павлову (аллювий, делювий и пр.), представляет собой монодинамическое образование» [с. 13], надо признать ошибочным. И упомянутый В. И. Поповым аллювий состоит из русловых песков и галечников, старичных глин и пойменных илов, динамика образования которых существенно различна. В. И. Попов неоднократно подчеркивает в своих работах необходимость полидинамического подхода к формационному анализу геологических напластований. Однако А. П. Павлов задолго до В. И. Попова рассматривал образование континентальных отложений именно с «полидинамических» позиций.

ЛИТЕРАТУРА

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2.

Елисеев В. И. О происхождении лёсса Средней Азии и Казахстана.— Бюл. Комис. по изучен. четвертич. периода АН СССР, 1972, № 40.

Елисеев В. И. Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978.

Павлов А. П. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. М.: МОИП, 1951.

Павлов А. П. Дополнение к главе XXV «Работа текучих вод» геологии Ога. 3-е изд. М.: Госиздат, 1924.

Попов В. И. Динамический принцип фациального анализа и его перспективы.— В кн.: Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1976. (Учен. зап. Перм. ун-та; № 318. Вып. 7).

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161).

УДК 551.87(571.53)

М. М. ПАХОМОВ, М. В. РЕВЕРДАТТО, Н. М. РИНДЗЮНСКАЯ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ В КАЙНОЗОЕ

На территории Северного Прибайкалья отложения палеогена и неогена сохранились лишь фрагментарно, в то же время четвертичные осадки развиты чрезвычайно широко [1].

При стратиграфическом расчленении кайнозойских отложений наряду с изучением их литологических и минералогических особенностей, степени вторичных преобразований, взаимоотношений с элементами рельефа и т. д. большое внимание уделялось также и палинологическим исследованиям (было проанализировано более 1500 образцов).

Палеоботаническое изучение кайнозойских отложений позволило наметить основные этапы развития растительности начиная с палеогена и до голоцена включительно.

Наиболее древние кайнозойские осадки относятся к раннему палеогену. Они были обнаружены на водоразделе оз. Байкал — р. Нюрундукан (абсолютная высота 100—1200 м), в пределах которого сохранилась поверхность выравнивания и приуроченная к ней древняя долина, выполненная аллювиальными галечниками мощностью 15—18 м, возраст которых определяется ранним палеогеном, средним и поздним миоценом.

Мощность раннепалеогеновых осадков, представленных сильновыветрелыми пестроцветными галечниками, достигает 6 м. Они выстилают днище древней долины. По данным спорово-пыльцевого анализа, в период их формирования произрастали хвойно-широколиственные леса с примесью субтропических форм. В растительном покрове были достаточно многообразно представлены элементы пантропической группы родов, имеющих ныне ареалы, уходящие далеко в тропики и субтропики (Palmae, Myrtaceae, Eucaliptus и др.) — таблица. Среди хвойных преобладал Taxodium, который ныне растет только на теплом юго-востоке Северной Америки и в Мексике по болотам и берегам рек на участках с избыточным увлажнением. Встреченный в этих же отложениях род Podocarpus ныне обитает в горных районах тропической и субтропической зон Австралии, Южной Америки, Азии, Африки. О высокой влажности климата и избыточном увлажнении субстратов может свидетельствовать присутствие в спорово-пыльцевых спектрах такого рода, как Eucaliptus — элемента вечнозеленых субтропических лесов. Теплый и влажный климат эпохи раннего палеогена доказывается также присутствием в спорово-пыльцевых спектрах Magnolia, Nyssa, Engelhardtia и некоторых других элементов лесной растительности, а также наличием спор Gleichenia, Lygodium, Sehizaceae. Вместе с тем обращает на себя внимание присутствие пыльцы большой группы растений, составляющих американо-средиземноморско-азиатскую и панголарктическую группы ареалов. Эта группа растений, безусловно более умеренных, говорит о расчлененном рельефе, что создавало многообразие эколого-климатических условий и способствовало произрастанию на одной сравнительно небольшой территории и тропических — субтропических, и достаточно умеренных элементов флоры.

Наличие в спорово-пыльцевых спектрах раннепалеогеновых отложений, хотя и в небольшом количестве, но довольно многообразно представ-

[1] Кайнозойские отложения изучались в пределах горного обрамления рифтовых впадин (хребты Унгдарский, Кичерский и их северные отроги, стык Баргузинского и Северо-Муйского хребтов).

Состав пыльцы древесных растений (определенных по естественной системе по стратиграфическим

Свита и ее возраст	Географические группы																	
	Панголарктическая														Американо-			
N_3 Няндонинская*	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+		+	+	+	+	+	+
Кавынахская	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	×	+		+	+	
N_2 Николаевская**	+	+	+	+	×	×	+	+			+	+	+			+	+	+
Pg_2 Аналоги каменской свиты	+	+	×	×	+	+	+									+	+	+
Pg_1 Тыйская	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						+	+	
	Pinus	Fagus	Quercus	Picea	Betula	Ulmus	Acer	Myrica	Juniperus	Abies	Almus	Tilia	Carpinus	Corylus	Salix	Juglans	Cedrus	

Примечание: * и ее аналоги—аллювиальные галечники 100—120-метровой террасы р. Бамбуйка. ** и ее аналоги — джилиндинская свита (начало миоцена) и отложения заключительного этапа миоцена в Баунтовской котловине. + присутствие, ⊕ — возможно переотложение, × — присутствие не исключается.

ленных элементов панголарктической, а также американо-средиземноморско-азиатской группы растений может свидетельствовать о том, что отложения ближе всего подходят по возрасту к эоцену. Палеоцен был более насыщен реликтами меловой флоры, а группа голарктических элементов была весьма слабо представлена.

В позднем палеогене аллювий древней долины был перекрыт делювиально-пролювиальными осадками, представляющими собой в основном продукты переотложения коры выветривания. Обнаруженные в них зерна пыльцы и спор (52—100 зерен) имеют настолько плохую сохранность, что не всегда удавалось определить их систематическую принадлежность. Тем не менее по выделенным спорово-пыльцевым спектрам можно предположить, что в позднем палеогене произошло обеднение флоры за счет выпадения ярких климато-индекционных компонентов теплолюбивой флоры (Eucaliptus, Proteaceae, Carya). Преобладающими в спектрах стали элементы умеренно-термофильных лесов (Castanea, Juglandaceae, Ulmaceae, Betulaceae и др.). По всей видимости, климатические условия изменились к этому времени настолько, что тропические элементы флоры с узкой экологической амплитудой не смогли переносить зимних понижений температуры и вымерли или перешли в реликтовое состояние.

Средне-верхнемиоценовые отложения были изучены в пределах той же долины. Они вложены в палеогеновые осадки или залегают в тальвеге, выработанном в левом пологом борту древней долины.

Средне-верхнемиоценовое время характеризовалось постепенным понижением температуры. На это указывают следующие особенности и тенденции развития растительного покрова. Флористический состав лесов сильно изменился благодаря широкому развитию формаций хвойного леса. Большая роль хвойных в спорово-пыльцевых спектрах (59—63% Tsuga, Pinus, Picea и др.) — признак достаточно умеренного климата. Однако наряду с этим сохранились элементы флоры тургайского типа (Juglans, Fagus, Quercus, Carpinus и многие другие), что свидетельствует об относительно небольшом понижении температуры, которое еще нельзя квалифицировать как похолодание. Достаточно сказать, что здесь сохранялись еще некоторые субтропические элементы флоры.

Спорово-пыльцевые спектры средне-верхнемиоценовых отложений характеризуют новый этап развития природы рассматриваемого района.

классификация) в третичных отложениях Северной Бурятии и ее встречаемость подразделениям

Географические группы																										
Средиземноморско-Азиатская								Американо-Восточно-Азиатская							Восточно-Азиатскка			Пантропическая								
Castanea	Pterocarya	Platanus	Liquidambar	Rhus	Ilex	Celtis	Tsuga	Magnolia	Nyssa	Carya	Aralia	Comptonia	Ginkgo	Engelhardtia	Palmae	Taxodium	Myrfaceae	Podocarpus	Sequoia	Proteaceae	Eucaliptus	Ketelleria
+	⊕				×	+	+										⊕					
+	× +		+	+	×		+ ×	+	+		+	+	×		+	+	+	+ +				+
+	+	+	+				+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	

отделенный от позднепалеогеновой эпохи длительным периодом развития, в течение которого растительность Северного Прибайкалья прошла эволюционный путь от полидоминантных лесов тургайского типа до явно умеренных хвойно-широколиственных и хвойных лесных ландшафтов, где роль тургайских элементов уже к концу миоцена сильно снизилась. Новое качественное изменение флоры произошло в раннем плиоцене. Аллювиальные галечники этого времени развиты в контурах той же древней долины. Характер их спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о том, что из состава растительности полностью исчезли пантропические, американо-восточноазиатские элементы флоры (см. табл.), увеличилась роль панголарктических элементов как в родовом составе, так и в количественном преобладании их пыльцы. Полное преобладание пыльцы Pinus, Betula, Alnus, Quercus — свидетельство существенного общего похолодания и, вероятно, относительного снижения годовой и в особенности летней суммы выпадения атмосферных осадков.

Последующая фаза развития флоры изученного района отражена в спорово-пыльцевых спектрах из плиоценовых отложений, представленных красноцветными галечниками 300-метровой террасы р. Няндони (Северо-Муйский хребет). Первое, что обращает на себя внимание, это полное преобладание в спектрах пыльцы элементов бореальной флоры. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о широком развитии листопадных лесных пород — мелколиственных и широколиственных — Betula, Alnus, Corylus, Carpinus и др. Но весьма знаменательным следует считать появление пыльцы Betula sec. Nanae вместе с Selaginella sibirica. Это уже, несомненно, признаки похолодания. Нужно думать, что береза секции Nanae вместе с сопутствующими криофильными компонентами флоры (Lycopodium cf. alpinum, Selaginella sibirica и др.) занимала наиболее холодные возвышенные участки забайкальских гор.

Четвертичные отложения на территории Северного Прибайкалья развиты очень широко. Они представлены различными генетическими типами (аллювиальными, ледниковыми, озерными, склоновыми и т. д.) и залегают на различных элементах рельефа: в пределах долин и на водоразделах [Риндзюнская, Пахомов, 1977]. Многочисленными разрезами (более 40) они вскрыты в бассейнах рек Нюрундукан, Чая, Асектамура, Олокита, Котеры, Няндони, Намамы, Светлая и др. Палинологическую характеристику получили широко развитые отложения пойм, низких и средних уровней террас, террасоувалов, а также сохранившийся лишь фрагментарно аллювий высоких террас (200—500 м) и реликтовых отрезков древней гидросети, расположенных на водоразделах.

Палеоботаническое изучение кайнозойских отложений Северного Прибайкалья позволило наметить основные этапы развития растительности от палеогена до голоцена.

Осадки нижнего эоплейстоцена, как правило, залегают на нижних террасах погребенных долин. Они представлены характерным охристым аллювием, мощность которого достигает нескольких метров. Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, в раннем эоплейстоцене продолжается тенденция общего похолодания. Получает широкое развитие темнохвойная тайга из сибирской кедровой сосны, ели и пихты. В отличие от современных лесов такого типа в раннеэоплейстоценовых темнохвойных лесах сохраняются экзотические сосны секции Strobus, тсуга, а также широколиственные породы (Tilia, Corylus, Quercus, Ulmus), пыльца в которых в сумме может составлять 2—4%. В конце раннего — начале среднего эоплейстоцена темнохвойные леса теряют некоторые сопутствовавшие им ранее элементы флоры (Quercus, Carpinus, Ulmus), а кроме того, все более широкое развитие начинают приобретать полынно-разнотравные степи.

Осадки среднего эоплейстоцена, представленные перигляциальными галечниками, наблюдались в тальвегах погребенных долин и на 200-метровой террасе р. Котера.

В среднем эоплейстоцене широкое развитие получают тундро-степные ландшафты с преобладающим участием криоксерофитных растительных сообществ, а также с участием березы из секции Nanae и т. д. Такие условия (сухо—холодно) характерны для второй фазы ледниковой эпохи (криоксеротическая стадия по В. П. Гричуку). Это позволяет предполагать существование в среднем эоплейстоцене первого оледенения.

В верхнем эоплейстоцене на Северо-Байкальском нагорье вновь получила распространение темнохвойная тайга из сибирской кедровой сосны, сосны обыкновенной, ели, пихты, с незначительным участием некоторых широколиственных пород (Tilia, Quercus, Corylus, Carpinus).

Осадки самаровско-тазовского и казанцевского времени часто наблюдались в единых разрезах мощностью 30—100 м. Они, как правило, сохранились в бортах долин, где вскрываются в обрывах террасоувалов. Нижний плейстоцен ознаменовался новым сильным похолоданием, вызвавшим самаровское оледенение. Это, в свою очередь, обусловило смену характера растительности. В первую фазу оледенения на Северо-Байкальском нагорье и в Ангаро-Баргузинской горной стране шла деградация хвойных лесов, их постепенная замена тундро-лесными и тундровыми ландшафтами с фрагментами разреженных сосново-березовых лесов и кустарниками. Климато-индикационным показателем условий может служить Selaginella sibirica, часто встречающаяся в отложениях этого возраста. Первая фаза без резких переходов сменилась второй фазой развития растительности, когда криоксерофитные виды и сообщества с участием Artemisia и Chenopodiaceae получили особенно широкое распространение. В пределах Ангаро-Баргузинского района эти холодные степи иногда прерывались заболоченными участками с осокой и сфагнумом.

Следующая фаза развития растительности относится уже к мессовскому межледниковью. Климат стал более влажным, но не таким теплым, чтобы полностью восстановились растительно-климатические условия верхнего эоплейстоцена. Достаточно сказать, что пыльца широколиственных пород встречается в спектрах чрезвычайно редко. Северо-Байкальское нагорье было покрыто хвойными лесами (сибирский кедр, сосна, ель) с участием березы.

Направленно-циклический характер развития климатических условий вызвал новую волну похолодания, отвечающую эпохе тазовского оледенения. Похолодание и оледенение обусловили на всем рассматри-

ваемом пространстве новое сокращение хвойных лесов и распространение безлесных или слабозалесенных тундро-степных ландшафтов с фрагментами (на экологически благоприятных участках) сосновых редкостойных лесов, а также зарослей кустарниковых видов берез, ольховника, ивы.

После тазовского оледенения наступила новая теплая эпоха — казанцевское межледниковье. В начале этого межледниковья происходило восстановление растительного покрова, нарушенного оледенением. Вновь возросла роль древесной растительности, но местами леса были еще разреженными. Пыльцевой анализ отложений, относимых к казанцевскому межледниковью, позволяет считать, что здесь были распространены разреженные леса из сибирской кедровой сосны и сосны обыкновенной с участием ели и мелколиственных пород — березы и ольхи. Во время климатического оптимума казанцевского межледниковья в связи с увеличением влажности летнего периода и уменьшением продолжительности и суровости зим, вновь по всей изученной территории распространилась темнохвойная тайга. Главной лесообразующей породой была сибирская кедровая сосна с примесью, а иногда самостоятельным фитоценотическим значением сосны обыкновенной, ели, реже пихты. Относительно теплый климат обеспечивал обстановку, при которой в отдельных местах могли расти широколиственные породы (в основном орешник, липа). Широкое развитие на территории рассматриваемого района темнохвойной тайги свидетельствует о климате умеренно теплом и влажном, более мягком, чем современный. Аллювиальные, озерные, ледниковые, водно-ледниковые осадки верхнего плейстоцена и голоцена залегают на нижних террасах и поймах современных рек. Мощность их колеблется от первых метров до 15—20 м.

В конце казанцевского межледниковья, а по существу в начале следующего зырянского оледенения ландшафтная роль древесных пород снизилась. В Северном Прибайкалье темнохвойная тайга стала более редкой, широкое развитие получили сосново-березовые и березовые леса. В это время новую фитоценотическую активность стали проявлять разнотравно-злаково-полынные степные группировки, иногда даже с эфедрой. Все эти фитоиндикационные черты растительности фиксируют эпоху наступания новой волны холода, которая вызвала зырянское оледенение. В начальной фазе этого оледенения, когда шел рост ледников и расширение площадей с многолетней мерзлотой, были распространены редкие островные березово-сосновые леса с участками заболоченных тундр.

Нарастающая сухость и суровость климата вызвали новую фитоценотическую активизацию крайне криоксерофильных сообществ. В Северном Прибайкалье широко расселились тундро-степи с отдельными лесными фрагментами из сосны и березы. Местами преобладали полынно-маревые ассоциации (Северо-Муйский хребет).

В конце ледниковой эпохи стали восстанавливаться ландшафты редколесий и лесотундры, уменьшилась роль открытых травянистых сообществ ксерофитного характера, увеличилось значение березы и ольхи. На территории Северо-Байкальского нагорья существовали ландшафты лесотундры, древесная растительность которой была представлена березой, сосной, редко елью, однако сохранилась еще карликовая березка.

Отложения каргинского межледниковья оказались наименее охарактеризованными палинологическими материалами, что не позволило детализировать этапность развития растительности в эту эпоху. На протяжении этого периода на всем пространстве исследованного района существовали кедрово-сосновые и сосновые леса с примесью ели, пихты, иногда лиственницы.

Для эпохи сартанского оледенения, также как для более древних ледниковых эпох, выделяются две фазы в развитии растительности. Для первой фазы характерны холодный и влажный климат и растительность

типа лесотундры, во вторую фазу, с холодным и сухим климатом, расширялись криоксерофитные степные группировки.

В первой фазе развития растительности были распространены тундростепи с полынно-маревыми и злаково-полынными группировками, иногда с карликовой березкой и фрагментами сосново-березовых перелесков. Во второй фазе древесная растительность почти исчезла. Широкое развитие получили ландшафты типа тундростепей. Тундры из кустарниковой березки, к которой иногда примешивался кедровый стланик, чередовались со степными участками, занятыми полынно-маревыми и полынно-разнотравными ассоциациями.

Деградация сартанского оледенения с одновременным потеплением обусловила новую активизацию древесной растительности, что, собственно, характеризует послеледниковую эпоху, переходящую непосредственно в голоцен.

Материалы по голоценовой истории растительности позволили четко наметить ранне-, средне- и позднеголоценовые фазы в развитии растительности. В Северном Прибайкалье в раннем голоцене были распространены сосново-кедровые леса с примесью ели и березы. Значительное место занимали открытые травянистые сообщества, имеющие вид степной растительности. В среднем голоцене на Северо-Байкальском нагорье получили широкое развитие сосново-еловые леса, нередко заболоченные. В позднем голоцене на территории Северо-Байкальского нагорья были распространены таежные леса из сибирского кедра, сосны, лиственницы, березы и ели.

Выделенные этапы развития растительности Северного Прибайкалья хорошо увязываются с этапами развития ее в соседних районах: в южной части Средне-Сибирского плоскогорья [Равский, 1972], на Патомском нагорье [Казакевич, Ревердатто, 1972], Ангаро-Ленском междуречье [Логачев и др., 1964; Литвинцев, Тараканова, 1967].

В результате определения основных этапов развития растительности появилась возможность дать ритмоклиматическое обоснование стратиграфических подразделений кайнозойских осадков.

ЛИТЕРАТУРА

Казакевич Ю. П., Ревердатто М. В. Ленский золотоносный район. Т. 2. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей Ленского района.— Тр. ЦНИГРИ, 1972, вып. 88.

Литвинцев Г. Г., Тараканова Г. И. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967.

Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964.

Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972.

Риндзюнская Н. М., Пахомов М. М. К стратиграфии четвертичных отложений Северо-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4.

Риндзюнская Н. М. Древние россыпи Северного Прибайкалья.— В кн.: Древние и погребенные россыпи СССР. Киев: Наук. думка, 1977.

УДК 551.793+551.8(571)

С. М. ЦЕЙТЛИН

ТОМСКАЯ СТОЯНКА
(данные новых исследований)

Стоянка была открыта в 1896 г. зоологом Н. Ф. Кащенко. Геологические условия залегания культурного слоя стоянки очень неясны. По сообщениям Н. Ф. Кащенко [1896, 1901], известно только, что в стенке оврага, расчленяющего поверхность Лагерного сада (г. Томск), на глубине 3,5 м в основании лёссовидных глин были найдены разрозненные кости молодого мамонта, каменные изделия и отщепы. На площади раскопа Н. Ф. Кащенко (4×8 м) кости мамонта лежали беспорядочно; на костях видны следы деятельности человека (расколы, стертая поверхность). Под костями почти по всей площадке был обнаружен тонкий слой древесного угля и золы, попадались пережженные кости. В угольном слое найдены остатки дерева — осины или березы.

Помимо костей, Н. Ф. Кащенко собрал 47 каменных изделий и 150 отщепов. Изделия, среди которых имеются ножевидные пластины, мелкие призматические нуклеусы и скребки, изготовлены из речной гальки, преимущественно роговика. Г. П. Сосновский [1934] отмечает, что это позднепалеолитические предметы и что «крупных форм орудий обнаружено не было» [с. 250].

Приведенные сведения, как видим, скудны и не дают достаточных материалов для суждения о геологическом возрасте стоянки. Попытки ряда исследователей уже в советское время обнаружить и исследовать место ее раскопок не увенчались успехом (например, В. И. Громовым в 1929 г. [Громов, 1948]).

Все же нами осмотрено обнажение террасы Лагерного сада в 850 м к юго-востоку от моста через р. Томь. Здесь в верхней части обрыва этой террасы (высотой около 55 м) обнаружены:

	Мощность, м
1. Почвенный слой, состоящий из дернины (0,06 м), серой супеси (0,18 м) и более светлой пылеватой супеси (0,2 м)	0,44
2. Суглинок желто-коричневый, вертикальнотрещиноватый. Книзу суглинок становится несколько опесчаненным	0,75
3. Супесь желто-серая, глинистая, с неясной горизонтальной и волнистой слоистостью, подчеркнутой темными более глинистыми полосами (гумусированными?) или более песчанистыми полосами	1,41
4. Супесь темно-коричневая, более песчанистая, горизонтально- и волнисто-слоистая, с включением пятен и прослоев (до 0,02 м) мелких, плохо окатанных галечек и гравия. Глинистость слоя вниз увеличивается, появляются обохренные пятна. Этот слой выделяется четкой столбчатой отдельностью, особенно на глубине 3—3,5 м от поверхности	1,23
5. Супесь коричневатая глинистая. В верхней половине горизонтальный прослой гравия с крупнозернистым песком	0,92
Слоем 5 заканчивается отвесная стенка обнажения со столбчатой отдельностью слагающих ее лёссовидных пород	
6. Супесь коричневатая с линзами песка, пятнами и линзами серой глины и охристыми пятнами. В верхней части мелкие скопления и отдельные плохо окатанные гальки	1,0
Ниже — пески аллювиального генезиса.	

Как можно видеть, верхняя часть обнажения террасы Лагерного сада (вероятно, это VI терраса р. Томь, а не III, как полагает И. М. Гайдук [1967]) сложена делювиальными лёссовидными отложениями, частью грубослоистыми, образующими покров этой высокой террасы. Основание лёссовидных пород, как отмечено, наблюдается на глубине 4,75 м (до подошвы слоя 5 разреза). Однако наиболее четкая столбчатая отдельность видна на глубине 3—3,5 м. Культурный же горизонт стоянки был вскрыт Н. Ф. Кащенко на глубине 3,5 м. Следовательно,

надо полагать, что культурный горизонт располагался в нижней половине слоя 4.

О геологическом возрасте этой стоянки можно судить только сугубо предположительно. Но, если полагать, что суглинки слоя 2 относятся к позднесартанскому похолоданию, а супеси слоя 3 — ко времени позднесартанских интерстадиалов (возможно, включают гумусированные прослои), то положение культурного горизонта в слое 4 геологически близко к этому времени и вряд ли может быть древнее 15 000—17 000 лет назад.

В последние годы среди материалов археологического музея Томского университета им. В. В. Куйбышева обнаружена плотно закупоренная пробирка с небольшим количеством угольков и этикеткой, на которой написано (по-видимому, самим Н. Ф. Кащенко): «Уголь с раскопки мамонта. Томск, 15—20 апр. 1896». В другой такой же пробирке находились небольшие кусочки древесины, собранные тогда же при раскопках.

Из углей, которых оказалось всего 3 г, была получена C^{14}-дата 18 300±1000 лет назад (ГИН-2100). Учитывая величину ошибки даты, возраст углей лежит в интервале 17 000—19 000 лет назад, т. е. своим верхним пределом близок к тому, что предполагается по геологическим данным. Из палеогеографических материалов по Северной Азии известно, что интервал 18 000—19 000 лет назад — наиболее холодный отрезок последнего оледенения и наиболее неблагоприятный для обитания палеолитического человека [Цейтлин, 1979]. Это еще один аргумент против удревнения возраста рассматриваемой стоянки.

Томская стоянка единодушно рассматривается всеми исследователями как временное становище позднепалеолитических охотников около убитого ими мамонта.

ЛИТЕРАТУРА

Кащенко Н. Ф. О нахождении остатков мамонта около гор. Томска.— Изв. Акад. наук, 1896, т. V, № 1.

Кащенко Н. Ф. Скелет мамонта со следами употребления в пищу современным ему человеком.— Зап. Акад. наук. по физ.-мат. отд-нию, 1901, VIII, т. XI, № 7.

Сосновский Г. П. Палеолитические стоянки Северной Азии.— Тр. II Междунар. конф. АИЧП Европы. Л.; М.: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1934, вып. 5.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64. Сер. геол., № 17.

Гайдук И. М. Значение археологических памятников в определении возраста четвертичных отложений.— Изв. Алт. отд-ния Геогр. о-ва СССР, 1967, вып. 8.

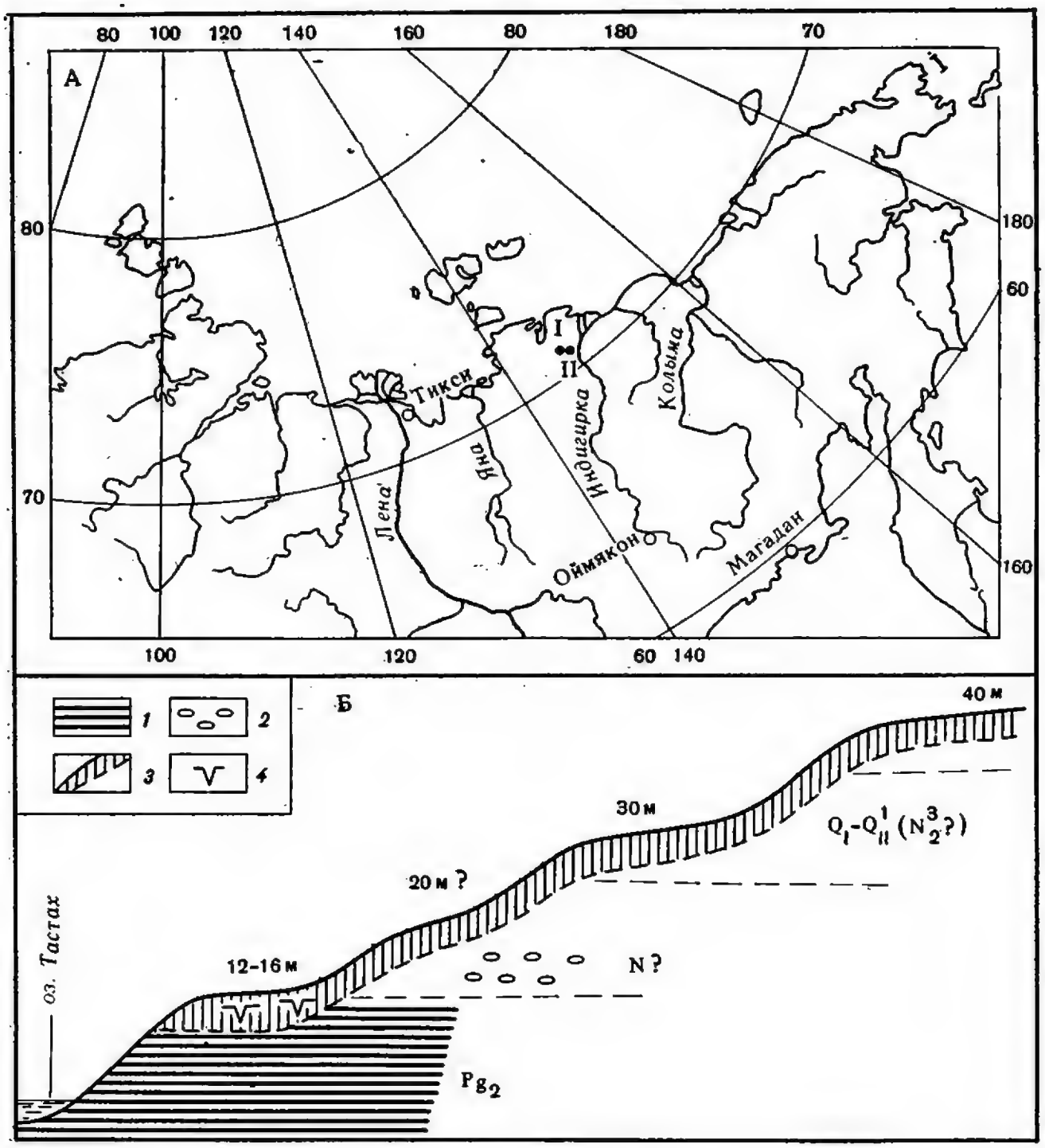
Цейтлин С. М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979.

УДК 551.78/79 : 569(571)

С. А. ЛАУХИН, А. В. ШЕР,
В. Н. КАСПЕРОВИЧ, А. А. КОРБИН

НАХОДКИ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ У ОЗ. ТАСТАХ И ВОЗВЫШЕННОСТИ ДЖЕЛОН-СИСЭ
(междуречье Хромы и Индигирки)

В ходе изучения опорных разрезов палеогена Северо-Востока СССР у оз. Тастах и в районе возвышенности Джелон-Сисэ по долине р. Берелёх (рисунок) летом 1979 г. были произведены наблюдения над развитыми там четвертичными отложениями и собрана большая коллекция костных остатков млекопитающих — более 150 экз., хранящаяся сейчас



Местонахождения фауны у оз. Тастах (I) и на возвышенности Джелон-Сисэ (II) — А, строение склона южного берега оз. Тастах — Б

1 — палеогеновые отложения; *2* — неогеновые отложения; *3* — серые льдистые супеси и суглинки; *4* — жильные льды

в Палеонтологическом институте АН СССР (ПИН). Четвертичные отложения в исследованных районах обнажены сравнительно плохо, и практически все остатки собраны на пляжах. Тем не менее краткий обзор коллекции и района ее сборов представляет определенный интерес.

В бассейне р. Берелёх неоднократно отмечались находки ископаемых остатков млекопитающих. Именно здесь, в районе возвышенности Джелон-Сисэ, была сделана первая в Заполярной Сибири находка фрагмента зуба архаичного слона, сходного со слоном Вюста [Кулаков, 1958; Вангенгейм, 1961]. Впоследствии оказалось, что подобные слоны характерны для олёрского фаунистического комплекса, существовавшего в конце плиоцена — начале плейстоцена. Здесь же указывались отдельные находки животных — представителей позднепалеолитического комплекса. В 1947 г. было открыто, а в 1970—1971 гг. изучено знаменитое Берелёхское кладбище мамонтов, расположенное на левом берегу р. Берелёх, выше по течению от района наших сборов [Верещагин, 1977]. Здесь же обнаружена самая северная в Евразии позднепалеолитическая стоянка [Мочанов, 1977]. Костеносный слой Берелёхского кладбища мамонтов, равно как и стоянка, приурочены к верхним горизонтам ал-

Список ископаемых млекопитающих с р. Берелёх и оз. Тастах (количество определенных остатков)

Вид	Р. Берелёх	Оз. Тастах	Вид	Р. Берелёх	Оз. Тастах
Canis sp.	—	1	Praeovibos sp.	—	2
Mammuthus primigenius (Blum.)	14	3	Ovibos sp.	2	1
Mammuthus sp.	—	7	Bison priscus Boj.	37	21
Coelodonta antiquitatis (Blum.)	4	1	Bison sp.	—	5
Equus (cf. Plesippus) sp.	—	11	Неопределимые обломки	13	8
Equus caballus L.	11	0	Всего остатков	88	67
Rangifer tarandus (L.)	7	3			
Ovibovini gen.	—	4			

лювия 12-метровой террасы, имеющим, судя по серии радиоуглеродных датировок, позднесартанский возраст.

Остатки млекопитающих в долине р. Берелёх собраны ниже устья р. Ары-Мас, там, где Берелёх проходит вдоль северо-восточного склона возвышенности Джелон-Сисэ. Основная масса костей происходит с бечевника правого берега р. Берелёх в 5,2 км к СВС от отметки 102 и на протяжении 2 км выше по течению этой реки. Возвышенность Джелон-Сисэ сложена осадками палеогена и неогена. Местами к ней прислонена терраса высотой 6—7 м, лишенная обнажений. Еще более низкая терраса (2—3, до 5 м) развита по левому берегу реки. Количество костей млекопитающих возрастает близ устьев крупных оврагов, прорезающих склоны возвышенности Джелон-Сисэ, поэтому основная масса остатков происходит, по-видимому, из склоновых или погребенных под ними отложений.

Здесь собрано около 90 остатков; почти половина из них принадлежит бизонам (таблица). Довольно много костей мамонта и лошади; остатки северного оленя, шерстистого носорога и овцебыка немногочисленны. Все остатки лошади принадлежат мелкой кабаллоидной форме. Несколько последних коренных зубов мамонта, имеющихся в коллекции, указывают на принадлежность его к позднему типу. Поскольку коллекция достаточно однородна по характеру сохранности костей, ее можно считать в общем одновозрастной. Характеристика мамонта и лошади позволяет датировать ее поздним плейстоценом. Остальные виды также обычны для позднеплейстоценовых отложений. Соотношение численности остатков различных видов близко к типичному для позднеплейстоценовых местонахождений, хотя, как правило, роль лошади в фауне более заметна.

Обнажение у оз. Тастах, сложенное в основном палеогеновыми осадками, изучают уже более 100 лет. Его посещали многие геологи, и результаты их исследований отражены во многих публикациях [Геденштром, 1830; Воллосович, 1930; Кайялайнен, 1967; Баранова и др., 1968; Гриненко, 1968; и др.]. Тем не менее находки остатков млекопитающих здесь ранее не отмечались.

Озеро Тастах окружено в основном низкой (2—3, до 5 м) аласной поверхностью; лишь к южному берегу подходит неотектонический выступ высотой около 40 м, сложенный палеогеновыми отложениями (см. рисунок). Озеро подмывает этот выступ на участке длиной 3400 м, с которым и связаны все находки остатков млекопитающих у уреза и на береговой отмели. Склон блока террасирован, причем четко выражены террасы высотой около 12—16, 30 и 40 м над урезом и намечается терраса высотой около 20 м. 40-метровая терраса подходит к озеру примерно в 1 км от западного окончания обнажения, на остальных участках

она удалена от озера. Склон выступа пересекают четыре крупных оврага. Поскольку у их устьев скоплений костей не наблюдается, связывать основную часть фауны с выносами этих оврагов нельзя. Кроме того, обнажение прорезают более чем 50 мелких оврагов, верховья которых кончаются на поверхности террасы высотой 12—16 м или на уступе 20- и 30-метровых террас.

Обнажение — подмытый озером уступ высотой 10—11 м — вскрывает только палеогеновые осадки. Выше бровки уступа залегают серые льдистые супеси. Они повсеместно перекрывают поверхность 12—16-метровой и более высоких террас, а кое-где и весь склон выступа, обнажаясь в отрывах оплывин и оползней. Местами в этих отрывах вскрываются мощные ледяные жилы, а на глубине 1—2 м встречаются линзы со скоплениями веток, иногда со стволами деревьев [1]. Оплывины и оползни серых супесей спускаются на обнаженный уступ, где они перемешиваются с палеогеновыми осадками и достигают уреза озера. Вероятно, они, а также выносы мелких оврагов и являются поставщиками костных остатков на пляж.

Все остатки млекопитающих собраны у уреза озера и на береговой отмели до глубины 1 м. Наиболее крупные скопления костей отмечаются на протяжении 300 м от западного края обнажения. Сохранность костей (цвет, плотность, характер поверхности) довольно разнообразная, причем в данном случае она, несомненно, зависит от продолжительности пребывания остатков на пляже и в прибрежной зоне озера. Многие костные остатки сильно окатаны.

Всего здесь собрано около 70 остатков, 40% из них составляют кости бизона, 15% — мелкой кабаллоидной лошади. В целом в коллекции преобладают остатки животных, обычных для позднего плейстоцена этого региона — первобытного бизона, мелкой кабаллоидной лошади, мамонта позднего типа, северного оленя, шерстистого носорога, т. е. тех же, что имеются в сборах с р. Берелёх. Однако в отличие от берелёхской коллекции на берегу оз. Тастах найдены кости и более древних животных — крупной архаичной лошади, овцебыка Praeovibos, гигантского бизона.

Так, метакарпальная кость лошади (коллекция ПИН, № 3915-153) имеет крупные размеры (полная длина 252 мм), хотя и уступает наиболее крупным представителям подрода Plesippus. Однако по сравнению с метакарпальными костями лошадей подрода Plesippus, в том числе и типовой серией метакарпов Equus (Plesippus) verae [Шер, 1971], данный экземпляр отличается весьма заметной стройностью очертаний. Кость с оз. Тастах принадлежит довольно архаичной форме, скорее всего, она относится к подроду Plesippus, но более точное определение ее невозможно из-за окатанности концов кости.

Метакарпальная кость овцебыка (коллекция ПИН, № 3915-162) по размерам и пропорциям близка к Praeovibos из олёрской свиты с р. Чукочья и отнесена нами к тому же роду. Не исключено, что той же форме принадлежит и второй, сильно поврежденный метакарп (№ 3915-163).

Слегка окатанная метатарсальная кость овцебычьего (№ 3915-161) принадлежит сравнительно небольшой форме со стройными конечностями. По общим очертаниям она достаточно близка к метатарсам зоргелии. Однако, поскольку концы кости окатаны, нельзя исключить и того, что это мелкая форма рода Praeovibos.

Из двух обломков лучевых костей овцебычьих один имеет «свежую» сохранность и, судя по размерам и строению, принадлежит Ovibos. Второй обломок сильно окатан, и его определение затруднено. Астрагал овцебыка имеет средние размеры, но родовое определение его невозможно, так как он тоже сильно окатан.

[1] В настоящее время оз. Тастах расположено значительно севернее предела распространения леса.

Среди многочисленных остатков бизона присутствуют две метакарпальные, одна метатарсальная и большая берцовая кость, а также обломок астрагала, принадлежащие очень крупной форме. Некоторые из них, по крайней мере гигантская метакарпальная кость (№ 3915-168), выходят за пределы изменчивости размеров Bison priscus из отложений второй половины плейстоцена приморской низменности. Принимая во внимание, что в олёрской фауне присутствует своеобразная форма бизона с исключительно крупными и массивными костями конечностей, можно предположить, что часть остатков бизона с оз. Тастах принадлежит этой форме.

Группа остатков более древних животных в сборах с оз. Тастах включает, вероятно, помимо перечисленных выше, еще некоторые фрагментарные остатки (в частности, бизона и слона), точное определение которых затруднено. Выделить древние остатки по характеру сохранности, как это иногда делается, в данном случае не удается из-за значительного преобразования костного вещества в прибрежной зоне озера.

Преобладание в тастахской коллекции костей животных позднепалеолитического комплекса не оставляет сомнения в широком развитии верхнеплейстоценовых отложений по берегам озера. Вместе с тем можно констатировать присутствие в этом районе и более древних осадков верхнего кайнозоя. Недостаточность материала не позволяет судить о точном геологическом возрасте этих осадков. Поскольку остатки лошадей подрода Plesippus и овцебыков Praeovibos известны на приморской низменности главным образом из отложений олёрской свиты, относимой в настоящее время к концу верхнего плиоцена [Шер и др., 1979], можно думать, что в строении тастахского неотектонического выступа принимают участие возрастные аналоги этой свиты. С другой стороны, не исключено, что группа «древних» остатков неоднородна по возрасту и включает более молодые (нижнеплейстоценовые) компоненты. Отсутствие вскрытого в разрезе геологического тела, с которым можно было бы связать остатки древней фауны, затрудняет уточнение этого вывода.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что практически все остатки древних форм собраны в западной части обнажения, где к берегу озера близко подходит наиболее высокая, 40-метровая терраса. Таким образом, древняя фауна может быть связана либо с отложениями этой террасы, что представляется менее вероятным, либо с невскрытыми осадками, залегающими между кровлей палеогена и отложениями 40-метровой террасы (см. рис.). Тем не менее, хотя предположение о присутствии здесь верхнеплиоценовых отложений весьма обосновано, вопрос об условиях их залегания остается открытым до проведения буровых работ и выяснения строения невскрытой западной части тастахского неотектонического выступа.

Фаунистически охарактеризованные отложения конца плиоцена — начала плейстоцена довольно детально изучены на Колымской низменности [Шер, 1971; Шер и др., 1979]. В более западных районах приморской низменности известны лишь единичные находки остатков животных — представителей олёрского фаунистического комплекса. Однако число таких находок с каждым годом растет, что свидетельствует о достаточно широком распространении верхнеплиоценовых осадков, скрытых под мощным чехлом более молодых отложений. В коллекции Палеонтологического института АН СССР имеются остатки олёрской фауны из нескольких пунктов правобережья Индигирки и Индигиро-Колымского междуречья. Так, в 1971 г. находка олёрской фауны была сделана А. В. Ложкиным в долине р. Большой Хомус-Юрях, в 1975—1977 гг. В. В. Колпаков собрал фауну и открыл аналоги олёрской свиты в долинах рек Бадяриха и Огороха. Еще ранее

А. В. Артемовым были найдены отдельные кости олёрских млекопитающих в долине правого притока Индигирки — р. Керемесит. На левобережье Индигирки находки олёрской фауны не были известны, за исключением уже упоминавшейся находки Ю. Н. Кулакова. Обширные коллекции костных остатков, собранные в среднем течении р. Хрома К. А. Кондратьевой и М. В. Пиотровским в 1970 г., А. В. Шером — в 1971 г., М. Г. Овандер — в 1978 г., не дали убедительных доказательств присутствия там аналогов олёрской свиты. По-видимому, фауна так называемой хромской свиты несколько моложе олёрской.

Изучение олёрской фауны и ее местонахождений вносит существенный вклад как в разработку стратиграфии и палеогеографии обширного региона приморской низменности, так и в решение таких проблем, как история Берингийской суши и миграций млекопитающих, возникновение холодостойких биоценозов и т. д. С этой точки зрения заслуживает внимания каждая новая находка этой древней фауны, в том числе и описанные здесь находки на оз. Тастах.

ЛИТЕРАТУРА

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Гончаров В. Ф. и др. Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 48.

Верещагин Н. К. Берелёхское «кладбище» мамонтов.— В кн.: Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири.— Тр. ЗИН АН СССР, 1977, т. 72.

Воллосович К. А. Геологические наблюдения в тундре между нижними течениями рр. Лены и Колымы.— Тр. Комис. по изуч. ЯАССР, 1930, вып. 15.

Геденштром М. Отрывки о Сибири. СПб., 1830.

Гриненко О. В. Некоторые палеогеографические особенности восточносибирского побережья Полярного бассейна в палеогене.— В кн.: Кайнозойская история Полярного бассейна. Л., 1968.

Кайялайнен В. И. Стратиграфия нижнего кайнозоя Яно-Индигирской низменности.— Учен. зап. НИИГА. Регион. геология, 1967, вып. 10.

Кулаков Ю. А. Находка зуба слона Elephas cf. wusti M. Pavl. в бассейне нижнего течения р. Индигирки.— Информ. бюл. НИИГА, 1958, вып. 11.

Мочанов Ю. А. Древнейшие этапы заселения человеком Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1977.

Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971.

Шер А. В., Каплина Т. Н., Гитерман Р. Е. и др. Путеводитель научной экскурсии по проблеме «Позднекайнозойские отложения Колымской низменности». тур XI, XIV Тихоокеан. науч. конгр. М., 1979.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

ХРОНИКА

И. К. ИВАНОВА

О РАБОТЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ПРИ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР В 1981 и 1982 гг.

1981 и 1982 гг. были необычными в работе Комиссии по изучению четвертичного периода. Это связано с тем, что в 1981 г. проведено организованное комиссией Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода (г. Уфа), а в 1982 г. в Советском Союзе состоялся XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода (INQUA). Об этом будет коротко сказано ниже.

Текущая работа заключалась, как обычно, в проведении ежемесячных научных заседаний, издательской деятельности, работе по линии Международного союза по изучению четвертичного периода и т. д.

Научные заседания

В 1981 г. были проведены научные заседания со следующими докладами:

1. 27.I (Совместно с рабочей группой «Шельф» Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана):

   М. Н. Алексеев. Проблемы четвертичной стратиграфии и палеогеографии шельфовых зон Евразии.

   Е. В. Коренева. Значение пыльцы таксодиевых для реконструкции климатов плейстоцена Причерноморья.

   А. С. Ионин, В. С. Медведев, Ю. А. Павлидис. Позднечетвертичные изменения климата Земли и роль палеогеографических факторов в процессах морфолитогенеза на шельфах.

2. 24.II (Сукачевские чтения):

   Э. М. Зеликсон. Результаты палеоботанического изучения древнеозерных отложений у пос. Подруднянский (гипостратотип одинцовского межледниковья).

   Л. С. Тюрина, Л. В. Курьерова. Результаты палинологического изучения отложений одинцовского межледниковья в районе г. Галич.

   В. П. Гричук. Положение одинцовской флоры в возрастном ряду межледниковых флор Русской равнины.

3. 31.III:

   А. Ф. Санько. О стратиграфическом положении рославльского и беловежского межледниковий в новой стратиграфической схеме плейстоцена Л. Н. Вознячука.

   Н. А. Махнач, Г. К. Хурсевич. Новые данные палинологических и диатомовых анализов межледниковых отложений района Красная Дубрава в Белоруссии.

   Р. В. Красненков, С. Л. Бреслав, М. Н. Валуева, Г. А. Анциферова. О нижнечетвертичном (беловежском, кромерском) возрасте межледниковых отложений типа Польное Лапино в бассейне Дона.

4. 21.IV:

А. С. Лавров. Основные особенности поздневалдайского гляциоморфогенеза Северо-Востока Европейской части СССР.

Н. В. Кинд, Л. Л. Исаева. Некоторые проблемы палеогеографии позднего плейстоцена.

5. 29.XII:

В. П. Ударцев. Проблемы стратиграфии ледниковых и покровных отложений среднего плейстоцена в бассейнах Оки и Дона.

Ю. Н. Грибченко. Литологический состав и распространение среднеплейстоценовых ледниковых отложений центра Русской равнины.

М. А. Фаустова. Особенности гляциодинамики плейстоценовых покровов в бассейнах Оки и Дона.

В 1982 г. были проведены следующие заседания:

1. 25.I:

Н. Г. Патык-Кара, С. Ф. Колесников, О. И. Гапон, Н. О. Рыбакова, Е. В. Тер-Григорян. Опорные разрезы неоген-четвертичных отложений восточного побережья моря Лаптевых.

Ф. А. Щербаков. Генетические типы морских четвертичных отложений шельфа, континентального склона и подножья.

2. 23.II. (Сукачевские чтения):

В. В. Писарева. Палеоботаническая характеристика нового разреза одинцовских отложений в Филевском парке Москвы.

И. А. Лобачев, И. С. Денисенко. Геологическое строение четвертичных отложений в районе Филевского парка и ближайших территорий.

3. 30.III:

Э. И. Девятова. Природная среда позднего плейстоцена и голоцена и ее значение в появлении человека на севере Русской равнины.

И. М. Экман. Краевые образования и деградация последнего ледникового покрова в Карелии.

А. В. Волков, Г. Ц. Лак. Рельеф и четвертичные отложения ландшафтов южной Карелии.

А. Д. Лукашев. Механизмы образования некоторых ледниковых аккумулятивных образований (по данным структурного анализа ледниковых отложений Карелии).

4. 30.XI:

К. В. Никифорова. XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода.

Н. И. Николаев. Девять дней начала августа в МГУ (XI конгресс INQUA). Слайдофильм.

Заседаний было меньше, чем в другие годы, но это объясняется огромным количеством информационного материала, поступившего в 1981 г. на V Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода и в 1982 г. на Международный конгресс INQUA.

V Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода

V Всесоюзное совещание было организовано по инициативе Комиссии по изучению четвертичного периода совместно с Башкирским филиалом АН СССР и проведено в основном силами Института геологии БФАН (г. Уфа, с экскурсиями по Башкирии и Куйбышевской области). Совещание проходило с 1 по 10 августа 1981 г. (3,5 дня заседаний, 6 дней научных экскурсий). Помимо пленарных заседаний, на нем работало 11 секций: соотношение морских и континентальных отложений позднего кайнозоя; возраст и генезис переуглублений и исто-

рия речных долин; антропоген морских отложений; антропоген гор и предгорий; антропоген ледниковых областей; антропоген перигляциальных и внеледниковых областей; флора и растительность; фауна млекопитающих, остракод, моллюсков и т. д.; история древнего человека; палеогеография; литология.

В совещании приняли участие более 200 специалистов по четвертичному периоду. Из них — 170 иногородних из 46 городов Советского Союза, представляющих 109 научных и производственных организаций. Совещание было хорошо организовано, прошло успешно и показало высокий уровень изучения четвертичного периода в СССР. Детальные сведения о его научных результатах публикуются, так же как наиболее важные и интересные из заслушанных докладов.

XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода

XI конгресс проходил в Москве с 1 по 9 августа 1982 г. Он сопровождался экскурсиями в разные районы Советского Союза (всего 14 маршрутов), проходившими как до, так и после заседаний конгресса.

Общее число участников конгресса — 1417. Зарубежные исследователи (127 человек из социалистических и 528 из капиталистических и развивающихся стран) представляли 52 страны.

Кроме пленарных заседаний (8 докладов 2.VIII) и Генеральной ассамблеи (3 заседания), на конгрессе работало 25 секций, объединяемых в 6 групп: 1 — стратиграфия четвертичной системы; 2 — литология и генезис четвертичных отложений; 3 — четвертичная фауна и флора; 4 — палеогеография четвертичного периода; 5 — доисторический человек и его материальная культура; 6 — природные ресурсы четвертичных отложений и их использование. Охрана окружающей среды.

Было организовано несколько симпозиумов по различной тематике: 1 — изменения климата в позднем кайнозое и проблемы его прогноза; 2 — среда и охотничья деятельность в каменном веке; 3 — сравнение позднемиоценового и плиоцен-плейстоценового похолоданий Южного океана и их влияния на глобальные обстановки; 4 — литология и стратиграфия лёссово-почвенных образований; 5 — нижняя граница четвертичной системы; 6 — палеогидрологические изменения в умеренной зоне за последние 15 тыс. лет; 7 — симпозиум по голоцену (во время экскурсии в Армении).

Было проведено 3 заседания Международного совета и Исполкома INQUA по правовым и организационным вопросам, а также заседания многочисленных комиссий, подкомиссий и рабочих групп.

Избран новый состав Исполкома INQUA: президент — французский ученый Ю. Фор, вице-президенты — М. Алексеев (СССР), Лю Доншен (КНР), Н. Раттер (Канада), Б. Хагеман (Нидерланды), секретарь казначей — Х. Шлюхтер (Швейцария). Местом проведения следующего конгресса INQUA намечена Канада.

К Конгрессу были изданы объемистые тезисы докладов в трех томах на русском и английском языках, программа, многочисленные путеводители экскурсий и другие материалы. В издательстве «Недра» издан том стратиграфии СССР — «Четвертичная система» объемом 45 а. л. Комиссия по изучению четвертичного периода в издательстве «Наука» издала 12 книг, посвященных конгрессу.

В соответствии с общим мнением, XI конгресс INQUA прошел на высоком научном уровне. Отмечено, что увеличилось количество методов, применяемых при изучении четвертичных отложений, детальность исследований, широко используется комплексность методов, сделано много важных открытий, ставятся новые вопросы истории прошлого, прогнозы на будущее, практические выводы. Предполагается публикация главнейших материалов конгресса.

Подготовка к конгрессу была весьма сложной и потребовала многих усилий, причем основная тяжесть работы пала на сравнительно небольшой коллектив Лаборатории геологии и истории четвертичного периода Геологического института АН СССР. Члены Комиссии по изучению четвертичного периода и ее Бюро принимали самое деятельное участие в подготовке и проведении конгресса, публикации материалов и т. д.

Конкретные поручения, выполненные комиссией при ее крайне небольших штатных возможностях, заключались в подготовке (по линии программной Комиссии Оргкомитета) работы секций и симпозиума, связанных с историей ископаемого человека, а также определенных разделов большой выставки, сделанной к конгрессу (в том числе буклет «Человек в геологическом прошлом» И. К. Ивановой). Были также опубликованы специальные издания к конгрессу, речь о которых будет идти далее.

Издательская деятельность

Распоряжением Президиума АН СССР Комиссии по изучению четвертичного периода был выделен специальный листаж для опубликования работ, подготовленных к конгрессу. В основном это были сборники

Список изданий к XI конгрессу ИНКВА (лимит Комиссии по изучению четвертичного периода при СНЗ АН СССР на 1981—1982 гг.)

№ п/п	Автор	Название работы	Объем, а.л.	Ответственный редактор
1	Коллектив авторов	Кетросы. Мустьерская стоянка на Среднем Днестре	13,5	Н. Д. Праслов
2	А. Н. Александрова	Плейстоцен Сахалина. Монография.	15	М. Н. Алексеев
3	Коллектив авторов	Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области	20	М. А. Камалетдинов, В. Л. Яхимович
4	Коллектив авторов	Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей	17,5	А. А. Величко, В. П. Гричук
5	Коллектив авторов	Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена)	20	М. Н. Алексеев, С. М. Цейтлин
6	Коллектив авторов	Молодова I. Уникальное мустьерское поселение на Среднем Днестре	20	Г. И. Горецкий, И. К. Иванова
7	Коллектив авторов	Московский ледниковый покров Восточной Европы	20	Г. И. Горецкий, Н. С. Чеботарева, С. М. Шик
8	Коллектив авторов	Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене	20	А. А. Величко, М. И. Нейштадт, И. И. Спасская
9	Коллектив авторов	Антропоген Таймыра	20	Н. В. Кинд, Б. Н. Леонов
10	Коллектив авторов	Палеолит Костенковско — Боршевского района на Дону (результаты работ 1879—1979 гг.)	32	Н. Д. Праслов, А. Н. Рогачев
11	Коллектив авторов	Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода (антропогена)	15	К. В. Никифорова
12	Ю. А. Лаврушин Ю. Г. Чугунный	Каневские гляциодислокации	8	Е. В. Шанцер
			221 а.л.	

и коллективные монографии, в которых принимали участие специалисты разных дисциплин и учреждений Советского Союза.

В 1981 г. был опубликован также очередной, № 51 Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода (около 20 а.л., отв. ред. Г. И. Горецкий и И. К. Иванова). Все остальные работы, изданные в 1981 и 1982 гг., общим объемом около 220 а.л. относились к конгрессным (см. таблицу).

Проводилась также редакционная подготовка текущих изданий: в 1981 г.— № 52 Бюллетеня комиссии и монография Г. И. Попова «Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов (стратиграфия, корреляция, палеофаунистика, геологическая история)», 20 а.л., отв. ред. Г. И. Горецкий и Ю. М. Васильев. В 1982 г. подготовлен Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 53 (20 а.л., отв. ред. Г. И. Горецкий, И. К. Иванова) и совместная с Институтом геологии БФАН коллективная монография «Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин» (20 а. л., отв. ред. М. Н. Алексеев, Н. И. Николаев, В. Л. Яхимович) [1].

Помимо крупных мероприятий, подготовка и проведение которых требовали большого напряжения, Комиссия по изучению четвертичного периода вела текущую работу как по линии координации работ в области комплексного изучения четвертичного периода в СССР, так и по мероприятиям, связанным с деятельностью Советской секции INQUA.

В. Л. ЯХИМОВИЧ

ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

В 1976—1981 гг.

С 1976 г. во всех подразделениях Волго-Уральской комиссии изучались опорные разрезы в связи с разработкой проекта 41 «Граница неогена и квартера» Международной программы геологических корреляций, а также велись работы по корреляции разрезов и созданию первого варианта корреляционной стратиграфической схемы Волго-Уральской области. Этому значительно способствовали ранее проведенные полевые симпозиумы в Башкирии и Казанском Прикамье. Подведению первых итогов этих исследований был посвящен II пленум Волго-Уральской комиссии в Уфе, проходивший с 27 января по 3 февраля 1978 г. На нем присутствовали 80 человек, представляющих 32 организации из 15 городов нашей страны. В работе II пленума участвовали: руководитель Советской национальной рабочей группы К. В. Никифорова и заместитель председателя Постоянной четвертичной комиссии МСК И. И. Краснов.

Пленум заслушал доклад В. Л. Яхимович о работе ВУЧК с декабря 1973 по декабрь 1977 г., одобрил и утвердил его. Значительная часть работы пленума (первая часть его программы) была посвящена результатам изучения опорных разрезов и методам исследования. По этому направлению было заслушано и обсуждено 36 докладов членов ВУЧК.

Пленум отметил большую работу, выполненную региональной рабочей группой ВУЧК по проекту 41 МПГК. Наиболее существенными достижениями в этой области было изучение опорных разрезов комплексом биостратиграфических и физических методов в Башкирии и Саратовском Поволжье. К успехам последних лет относятся расширение объема работ по изучению опорных разрезов в Куйбышевском По-

[1] В основу сборника легли материалы, полученные на соответствующих секциях V Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода.

волжье, Казанском (Татарском) Поволжье и Прикамье, а также постановка палеомагнитных исследований в Прикамье и микротериологических — в Тимано-Уральской области. Недостатками признаны: слабое развитие литолого-минералогических исследований, в частности отсутствие изучения аутигенных минералов; неиспользование термолюминисцентных и радиологических методов; недостаточная укомплектованность лабораторно-аналитической базы для развития палеомагнитных, радиологических, геохимических и других исследований; отсутствие специального объема изданий для публикации результатов работ, проводящихся по линии ВУЧК.

Пленум сформулировал основные задачи дальнейших исследований: детализация стратиграфии плиоценовых и четвертичных отложений (включая субаэральные толщи); выявление палеогеографических особенностей отдельных стратиграфических срезов и цикличности осадконакопления; корреляция морских и континентальных отложений в Прикаспийской области и в зоне, сопредельной с Полярным бассейном. Особенно важным для Прикаспийской области было признано решение вопросов о соотношении кинельской свиты и акчагыльского яруса и о флористической характеристике апшерона по морским осадкам Каспия и корреляции этих отложений с региональными горизонтами Поволжья, Прикаспия и Предуралья.

Отмечено, что в процессе исследований необходимо выделять стратиграфические горизонты и уровни, пригодные для целей дальнейшей корреляции и установления стратиграфических границ, в том числе и границы между неогеновой и четвертичной системами. Обращено внимание исследователей на необходимость ускоренной организации и проведения исследований по проекту 41 МПГК, так как в Советской рабочей группе они должны быть закончены раньше, чем по проекту в целом в 1984 г.

Пленум наметил к решению ряд конкретных вопросов по всем подразделениям Волго-Уральской комиссии и организационные мероприятия.

Второй частью программы пленума было составление Корреляционной и унифицированной стратиграфической схемы плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. В результате рассмотрения сводных разрезов и местных стратиграфических схем, составленных авторскими коллективами по Тимано-Уральской области, Казанскому Поволжью и Прикамью, Предуралью, Куйбышевскому Поволжью, Саратовскому Поволжью (Нижняя Волга) и Северному Прикаспию, была составлена Корреляционная стратиграфическая схема плиоценовых и четвертичных отложений Волго-Уральской области и разработан первый вариант ее унифицированной части.

Для этой схемы принято районирование, существующее в Волго-Уральской комиссии, на территории деятельности которой выделяются крупные структурные зоны: Тимано-Уральская, Предуралье, Поволжье и Северный Прикаспий. Поэтому в стратиграфической схеме Волго-Уральской области совмещены эти крупные региональные схемы, включающие и более дробные подразделения. При сопоставлении некоторых подразделений этих схем с согласия авторов допущены определенные условности, связанные с трудностью корреляции осадков открытых северных морей с эпиконтинентальными южными.

Номенклатура дробных стратиграфических подразделений (ниже раздела общей стратиграфической шкалы) принята для плиоцена и плейстоцена по проекту схемы, разработанной К. В. Никифоровой и И. И. Красновым с соавторами — звено, надгоризонт, горизонт (климатолит) и подгоризонт. В голоцене выделены ступени, отвечающие подразделениям шкалы Блитта—Сернандера.

Для верхнего и среднего плейстоцена сохранены названия звеньев, надгоризонтов и горизонтов (климатолитов), общепринятые в официальной схеме Европейской части СССР. В нижнем плейстоцене оставлен окский горизонт, ниже которого выделены: чуайтасовский горизонт и два подразделения, пока не получившие названия.

В верхнем апшероне намечаются два подразделения, тоже пока еще не названные. Средний апшерон выделяется в давлекановский горизонт, нижний апшерон — в демский. Оба эти горизонта подразделены на два подгоризонта, которые по рангу отвечают климатолитам шкалы плейстоцена. Эта неравнозначность объемов горизонтов проходит через весь плиоцен.

Верхний акчагыл получил название воеводского горизонта; в среднем акчагыле выделены аккулаевский, зилимвасильевский (чистопольский) горизонты; сюда же с определенной степенью условности отнесена верхняя часть кумурлинского горизонта, который в целом рассматривается как переходные слои от нижнего акчагыла к среднему. Собственно в нижнем акчагыле были выделены карламанский (сокольский) и III чебеньковский (челнинский) горизонты. Однако, результаты палеомагнитных исследований показали, что III чебеньковский горизонт Предуралья, так же как и челнинский горизонт в Прикамье, сформировались в палеомагнитную эпоху Гилберт. Ввиду этого в схему были внесены соответствующие исправления и оба горизонта (как это было принято ранее) признаны киммерийскими, что подтверждалось фауной остракод и по флоре.

Пленум поручил В. Л. Яхимович доработать и оформить стратиграфическую схему плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области и представить ее в Советскую национальную рабочую группу МПГК (по проекту 41) и в Постоянную четвертичную комиссию МСК.

При пленуме работал коллоквиум по остракодам под руководством Г. И. Кармишиной.

Разработанная и принятая II пленумом ВУЧК стратиграфическая схема плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области рассматривалась на заседании Бюро Постоянной стратиграфической комиссии МСК по четвертичной системе 5—6 апреля 1979 г. Бюро признало эту схему «одной из важнейших основ предстоящей разработки новой унифицированной корреляционной стратиграфической схемы четвертичных отложений для всей Европейской части СССР» и в то же время воздержалось от принятия ее в качестве унифицированной в силу того, что схема составлена на территорию работ Волго-Уральской четвертичной комиссии АН СССР, не совпадающую с районированием, принятым в системе МСК для составления региональных стратиграфических схем.

Колонка по Башкирскому Предуралью была полностью одобрена. Не было замечаний и по Казанскому Поволжью и Прикамью. Дискуссионным в корреляционной части остался вопрос о положении колвинской свиты Тимано-Уральского региона, а также ряд вопросов, требующих доработки по Саратовскому Поволжью (Нижняя Волга) и Прикаспию.

В объяснительной записке «Опыт корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области» (препринт, 1981 г.), приложенной к схеме после ее доработки, освещены оставшиеся дискуссионными вопросы.

С 5 по 17 июня 1978 г. саратовской группой ВУЧК, т. е. Геологическим факультетом Саратовского ордена Трудового Красного Знамени Государственного университета им. Н. Г. Чернышевского был проведен полевой симпозиум по изучению плиоценовых и четвертичных отложений Нижнего Поволжья. Целью его было ознакомление участников с разрезами плейстоцена и среднего акчагыла правобережья Волги (севернее

г. Саратов), акчагыльских и апшеронских (в том числе сыртовых) отложений Саратовского Заволжья и плейстоцена Нижней Волги (к югу от Волгограда).

В работе симпозиума приняли участие 47 человек из 15 научных и производственных организаций, в том числе сотрудники Геологического института АН СССР, Сектора географии АН УССР, Института геологии Башкирского филиала АН СССР, ВСЕГЕИ, Московского, Саратовского, Воронежского, Днепропетровского, Башкирского и Казанского университетов, Казанского инженерно-строительного института, Ульяновского педагогического института, НИИ геологии при СГУ, ГУЦР и Нижне-Волжского ТГУ.

Руководили симпозиумом Л. А. Назаркин, Н. Я. Жидовинов, А. А. Романов и В. М. Седайкин. Перед выездом на разрезы было заслушано 4 доклада о геологическом строении региона и стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Нижнего Поволжья и апшеронских отложений Саратовского Заволжья. Во время экскурсий были осмотрены разрезы плиоцена и плейстоцена на правобережье Волги, севернее г. Саратов, у сел Полдомасово, Глотовка, Букатовка, Кошели, Средний Овраг (руководитель А. А. Романов); в Саратовском Заволжье — у с. Рахмановка, свх. Квелинский (р. Камелик), сел Алтата (р. Алтата), Ново-Репное (руководитель Н. Я. Жидовинов) и на правобережье Волги, южнее г. Волгоград, вблизи сел Черный Яр, Нижнее Займище, Никольское, Копоновка и Райгород (руководитель В. М. Седайкин). В ходе экскурсий объяснения давали Л. И. Алексеева, Ю. М. Васильев, В. К. Шкатова, А. А. Свиточ. М. Ф. Веклич доложил о методике детального расчленения плиоценовых и плейстоценовых отложений, о почвообразовании и осадкообразовании.

Наряду с определенными достижениями в решении ряда стратиграфических вопросов и литологическом изучении стратиграфических горизонтов симпозиум отметил и недостатки. К ним относятся недостаточная комплексность в изучении опорных разрезов, слабая расчлененность субаэральных отложений, отсутствие исследований в области палеопедологии и радиометрии, недостаточное использование палеомагнитного метода.

Симпозиум рекомендовал ВУЧК усилить координацию исследований и развивать комплексное изучение разрезов Среднего и Нижнего Поволжья с привлечением научных коллективов, работающих на других территориях, для решения таким путем проблем межрегиональной корреляции.

Были намечены конкретные опорные разрезы и высказана просьба к НВТГУ о бурении скважин у сел Кошели, Алтата и Ново-Репное.

С 26 мая по 3 июня 1979 г. недалеко от г. Сыктывкар проходили занятия школы-семинара по методике поисков и механизированной отмывки палеонтологических остатков из рыхлых и глинистых отложений, организованного Институтом геологии Коми филиала АН СССР по планам работ Волго-Уральской комиссии по изучению четвертичного периода и Комиссии по мелким млекопитающим Проблемного совета по фауне СССР при ОБН АН СССР. В работе семинара приняли участие 25 представителей из 20 научных учреждений, вузов и производственных геологических организаций Советского Союза: Зоологического института АН СССР, Зоологического института АН УССР, Палеонтологического института АН СССР, Института геологических наук АН УССР, Института геологических наук АН АрмССР, Института экологии растений и животных УНЦ СССР, Биологического института СО АН СССР, геологических институтов Коми, Башкирского и Бурятского филиалов АН СССР, ВНИИ морской геологии и геофизики, Московского и Уральского государственных университетов, ПГО «Полярураллгеология», Ухтинской геолого-разведочной экспедиции, ПГО «Центргеология», ПГО

«Уралгеология», Красноярского ПГО и Башкирского педагогического института. Семинар проводили И. М. Громов и Б. И. Гуслицер.

Целью семинара было ознакомление с конструкцией и принципами работы промывочных устройств и приспособлений к ним, а также практическое освоение методики поисков и отмывки палеонтологических остатков, главным образом костей мелких млекопитающих. Отмывка велась из местонахождений костей ископаемых грызунов позднеднепровского-одинцовского возраста на разрезе у д. Большая Слуда на р. Вычегда.

На занятиях семинара заслушаны доклады о результатах применения палеотериологического метода для целей тонкой стратиграфии кайнозойских отложений Северо-Востока Европейской части СССР (Б. И. Гуслицер), об общих задачах и перспективах исследования ископаемых остатков мелких млекопитающих для биостратиграфических целей на примере местонахождений Европейской и Азиатской частей Союза (И. М. Громов, А. К. Агаджанян). Был организован просмотр коллекций.

Участники школы-семинара высоко оценили усилия коллектива Лаборатории геоморфологии и четвертичной геологии Коми филиала АН СССР по разработке промывочных устройств, которые дали возможность увеличить производительность труда по сравнению с ручным способом промывки примерно в 60 раз. Вместе с тем была отмечена трудоемкость этого процесса и высказаны пожелания о разработке дополнительных приспособлений, ограничивающих механическое разрушение костных остатков. Было высказано также пожелание поиска остатков грызунов в межледниковых отложениях Коми АССР, в отложениях миоцена и плиоцена для более полной корреляции одновозрастных отложений севера и юга Европейской части СССР и о необходимости параллельной постановки палеомагнитных исследований (для повышения точности заключений).

Следует отметить большую заслугу в области стратиграфии ледниковых отложений Коми филиала АН СССР, и особенно его регионального куратора ВУЧК Б. И. Гуслицера, впервые применившего для определения их возраста и расчленения микротериологический метод (биостратиграфическое обоснование).

Члены Волго-Уральской комиссии по изучению четвертичного периода подводили итоги исследования по проекту 41 Международной программы геологических корреляций с составлением коллективной монографии «Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области» и трех очерков: по Волжско-Камскому бассейну, Предуралью и Южному Уралу, а также по Нижней Волге и Прикаспию для Советской национальной рабочей группы.

Кроме того, Башкирская группа ВУЧК вместе с Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР подготовила V Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода, состоявшееся 1—10 августа 1981 г. в Уфе. Детальное сообщение об этом совещании будет дано в Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода № 53.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 52 1983

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

ПЕРВАЯ В СССР КНИГА ПО ГЛЯЦИОТЕКТОНИКЕ

Наука о древних оледенениях, у истоков которой стоял выдающийся русский естествоиспытатель и революционер П. А. Кропоткин, имеет более чем вековую историю. Тем не менее даже основные ее положения, такие, как сам факт существования материковых глетчеров, их количество, пути движения, динамика развития, вызывают бурные научные дискуссии. Один из наиболее спорных вопросов — интенсивность и механизм воздействия покровных ледников на подстилающие породы. В этом отношении показателен такой пример. Во многих районах Русской равнины, в том числе и на территории Белоруссии, установлены бурением линейные депрессии в кровле дочетвертичных пород с отметками днища до 200—300 м ниже уровня моря. Если одни ученые связывают образование подобных форм палеорельефа с ледниковым выпахиванием и размывом, то другие видят в них следы деятельности палеорек. Очевидно, что решение этой проблемы непосредственно связано с практическими задачами поисков и разведки полезных ископаемых, подземных вод.

Реферируемая книга (Э. А. Левков. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980) является первым в нашей стране опытом монографического изучения сложного комплекса явлений, связанных с воздействием ледников на подстилающие породы. Э. А. Левков дает следующее определение предмета исследования: «...гляциотектоника — это наука о тектонической роли современных и древних ледников» (с. 39).

Систематизируя отечественную и зарубежную литературу по данной проблеме с учетом своего двадцатилетнего опыта работы по изучению проявлений гляциотектоники на территории Белоруссии и в смежных районах, автор монографии прежде всего обращается к вопросам терминологии и классификации. Проявления гляциотектоники подразделяются на гляциодислокации, к которым относятся «все виды нарушений в залегании пород, вызванные ледниковым воздействием» (с. 42), и гляцигенно обусловленные явления.

Место формирования гляциодислокаций — толща льда и приповерхностная зона литосферы. Проявления гляциотектоники второго типа охватывают литосферу в целом. Среди гляциодислокаций выделены скибовые (складчато-чешуйчатые) нарушения, отторженцы, складки волочения, деформации просадочного и оползневого характера (гляциокарстовые нарушения), инъективные формы (гляциокупола, гляциодайки и т. п.), деформации в бортах айсберговых борозд. Гляцигенно обусловленные явления связаны с напряжениями в литосфере под воздействием нагрузки (ледниковых масс), приложенных к земной поверхности. Они проявляются в гляциоизостатических движениях, активизации разломных зон, гляциогалокинезе.

Очень важен вывод о том, что гляциодислокации связаны с воздействием не только активного (трансгрессирующего) льда, но и мертвого (регрессирующего). Таким образом, гляциотектоника в понимании Э. А. Левкова является глобальным геологическим процессом, который охватывает не только нарушения первичных условий залегания горных пород, но и проявления литогенеза, формирования полезных ископае-

мых. Этим обстоятельством определяются научно-теоретический и прикладной аспекты нового научного направления.

Особенно велика роль гляциотектоники в разработке проблем четвертичной геологии и геоморфологии. Так, конечные морены, которые изображены на многих геологических картах, при более детальном рассмотрении оказались разнородными образованиями и включают: «1) краевые насыпные гряды, в основном сложенные водно-ледниковым материалом и усложненные гляциокарстовыми просадками, 2) формы скибового строения из моренных и водно-ледниковых отложений, 3) скибовые сооружения из коренных и антропогеновых пород» [с. 254]. Исходя из этого положения существенной ревизии могут быть подвергнуты и границы предельного распространения ледниковых покровов.

Не менее важен анализ условий залегания торфяников и других межледниковых отложений. Установление их принадлежности к отторженцам вносит часто принципиальные изменения в стратиграфические схемы.

Как показано Э. А. Левковым, З. А. Гореликом и другими исследователями, гляцигенные нарушения могут быть использованы при расшифровке многих тектонических явлений. На территории Белоруссии, например, установлена связь дислокаций и ледниковых ложбин с разломными зонами. Такие соотношения могут быть установлены и в других районах. Следовательно, между тектоникой и гляциотектоникой существует не только противоречие, но и тесная связь. Э. А. Левков подчеркивает еще одно важное обстоятельство: возможность использования гляциодислокаций как моделей для выяснения сложного механизма надвигово-шарьяжной тектоники.

Устанавливается связь гляциотектоники с такой важной в практическом отношении наукой, как гидрогеология. В монографии рассматриваются следующие аспекты влияния покровных оледенений на гидросферу: 1) усиление гидравлической связи водоносных горизонтов, 2) усиленный отток вод во внеледниковую область, 3) изменение интенсивности водообмена с поверхностью благодаря изолирующему влиянию ледникового покрова, 4) отжатие к поверхности глубинных вод по зонам активизированных разломов, 5) поступление в недра огромного количества талых ледниковых вод в результате таяния ледников и гляциоизостатического поднятия. Даже из приведенного перечня становится очевидной роль гляциотектоники при палеогидрогеологических реконструкциях. В работах А. А. Трофимука, Н. В. Черского, В. П. Царева, А. А. Соловьева показана роль гляциотектоники в процессах формирования месторождений нефти и газа.

Достижения гляциотектоники находят практическое использование при поисках и разведке полезных ископаемых, организации и проведении геолого-съемочных работ, разработке мероприятий по охране окружающей среды. К зонам гляциодислокаций на территории Белоруссии и в других районах приурочены крупные месторождения мергельно-меловых пород, доломитов, известняков, глин, строительных песков, песчано-гравийного материала. Мощность отдельных отторженцев мергельно-меловых пород, выведенных на дневную поверхность, достигает 40—60 м, а их протяженность измеряется километрами. В Могилевской и Гродненской областях Белоруссии известны месторождения глин с запасами в несколько миллионов кубометров, приуроченные к отторженцам девонских и неогеновых пород. В других районах с отторженцами связаны месторождения фосфоритов, бурых углей, кварцитовидных песчаников, янтаря.

Анализ большого фактического материала позволил Э. А. Левкову разработать методику поисков и разведки месторождений полезных ископаемых в зонах гляциодислокаций. Им установлено, что наиболее перспективны для выявления таких месторождений области относитель-

но неглубокого залегания кристаллического фундамента и скальных пород осадочного чехла, развития локальных структур и приразломных зон. Отмечаются большие возможности аэрогеологических методов для обнаружения зон гляциодислокаций. На аэрофотоснимках выявляются не только отдельные отторженцы, скибовые зоны, но и особенности их внутреннего строения. Только предварительный анализ аэрофотоматериалов дает возможность рационально располагать сеть разведочных выработок. При построении геологических разрезов обязательно должны учитываться общие закономерности строения складчато-чешуйчатых структур, характер деформаций, углы падения пластов.

В книге показано влияние гляциотектоники на инженерно-геологические свойства горных пород: структуру, трещиноватость, водопроницаемость, прочность и др. Эти особенности должны всесторонне учитываться при изыскательских работах.

Практические рекомендации, содержащиеся в монографии, базируются на глубоких теоретических исследованиях механизма гляциотектоники с привлечением данных физики, математики, механики. Детально показав изменения физико-механических свойств горных пород при отрицательных температурах, характер напряжений, вызываемых ледником в своем субстрате, Э. А. Левков выявил условия возникновения каждого из выделенных им типов гляциодислокаций активного и мертвого льда. Так, например, показано, что скибовые нарушения возникают под влиянием следующих условий: 1) присутствие слабых пород, способных по своим физико-механическим свойствам реагировать на ледниковую нагрузку; 2) неглубокое залегание скальных пород; 3) наклон основания в сторону наступающего ледника; 4) отжатие подземных вод во внеледниковую область, 5) очертания края ледника; 6) продольный профиль ледника.

Таким образом, реферируемая книга является не только крупным вкладом в разработку ледниковой теории, но и затрагивает целую серию насущных проблем смежных наук.

Остается лишь сожалеть, что эта глубокая и крайне нужная работа издана тиражом всего лишь в тысячу экземпляров и уже в настоящее время отсутствует на прилавках магазинов.

Б. Н. Гурский

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 52 1983

ПРИЛОЖЕНИЕ

И. В. ГРАКОВА, В. М. КУПЦОВ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ АН СССР им. П. П. ШИРШОВА

Сообщение V

В 65-м рейсе нис «Витязь» в западной части Средиземного моря в Центральной, Южно-Адриатической, Тирренской, Алжиро-Прованской и Альборанской впадинах на 16 станциях отобраны донные осадки. Поскольку в средиземноморских осадках содержание органического вещества низко, определение возраста проводилось по карбонату кальция. Сильноизвестковистые илы в подавляющей части состоят из органогенного материала — кокколитов и фораминифер, и датировки, полученные по таким пробам, отражают истинный возраст. Однако некоторые колонки оказались практически целиком сложенными слабокарбонатными терригенными илами, содержащими, кроме биогенного, заметную примесь терригенного карбонатного материала, и датировки, полученные по этим осадкам, оказались завышенными. Особенно сильно завышение возраста проявляется для верхнего голоценового слоя осадков. Скорости седиментации в верхнем голоцене низки, водоем находился в это время в аридной климатической зоне, и влияние терригенного материала, искажающего возраст, значительно. В ряде случаев в условиях сильно расчлененного рельефа прослеживается влияние турбидитных потоков, формирующих одновозрастные прослои. По-видимому, в некоторых случаях искажение нормального процесса седиментации обусловливается перемешиванием осадков бентосными организмами. Это перемешивание особенно контрастно проявляется в верхних горизонтах, отобранных дночерпателем, для которых имелась возможность более детального расчленения осадков. Определения возраста проводились по бензольному варианту метода, активность синтезированных бензолов измерялась на двухканальных радиоуглеродных установках. Представлено 110 датировок.

ИОАН-869 **3880±100**

Крупноалевритовый терригенный слабоизвестковый ил. Станция 7908, координаты: 42°19′1 с. ш., 16°50′4 в. д. Глубина моря 260 м. Глубина отбора образца 0—5 см.

ИОАН-870 **17 700±350**

Мелкоалевритовый карбонатный биогенный ил. Там же. Глубина отбора образца 30—35 см.

ИОАН-871 **19 900±420**

То же. Глубина отбора образца 55—60 см.

ИОАН-872 **20 900±450**

То же. Глубина отбора образца 70—75 см.

ИОАН-828 **23 900±670**

То же. Глубина отбора образца 141—146 см.

ИОАН-837 **24 600±580**

То же. Глубина отбора образца 200—205 см.

ИОАН-861 >31 800

То же. Глубина отбора образца 230—235 см.

ИОАН-819 2720±120

Пелитовый кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 7910, координаты: 41°27′0 с. ш., 18°01′7 в. д. Глубина моря 1170 м. Глубина отбора образца 0—4 см.

ИОАН-933 1860±80

То же. Глубина отбора образца 4—8 см.

ИОАН-934 1530±80

То же. Глубина отбора образца 8—12 см.

ИОАН-820 2710±100

То же. Глубина отбора образца 12—16 см.

ИОАН-821 5410±210

То же. Глубина отбора образца 30—40 см.

ИОАН-827 11 400±200

То же. Глубина отбора образца 80—90 см.

ИОАН-836 21 800±470

То же. Глубина отбора образца 130—140 см.

ИОАН-873 4400±130

Пелитовый кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 7912, координаты: 41°15′5 с. ш., 18°20′4 в. д. Гл. моря 1090 м. Интервал отбора образца 0—4 см.

ИОАН-932 3730±90

То же. Глубина отбора образца 4—8 см.

ИОАН-931 4650±110

То же. Глубина отбора образца 8—12 см.

ИОАН-818 4220±450

То же. Глубина отбора образца 12—16 см.

ИОАН-822 10 850±200

То же. Глубина отбора образца 50—55 см.

ИОАН-829 7650±210

То же. Глубина отбора образца 85—90 см.

ИОАН-838 12 900±170

То же. Глубина отбора образца 135—140 см.

ИОАН-823 11 630±330

Пелитовый кокколитовый ил. Станция 7917, координаты: 36°50′5 с. ш., 18°10′0 в. д. Глубина моря 3792 м. Глубина отбора образца 0—3 см.

ИОАН-903 1720±60

То же. Глубина отбора образца 3—6 см.

ИОАН-905 2460±70

Пелитовый кокколитово-фораминиферовый птероподовый ил. Там же. Глубина отбора образца 6—9 см.

ИОАН-904 8160±90

Пелитовый кокколитовый терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 9—12 см.

ИОАН-824 11 700±190

То же. Глубина отбора образца 12—15 см.

ИОАН-825 14 720±350

Пелитовый кокколитовый ил. Там же. Глубина отбора образца 21—30 см.

ИОАН-826 20 500±510

Крупноалевритовый слабоизвестковый терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 45—55 см.

ИОАН-854 2110±150

Алеврито-пелитовый слабоизвестковистый (фораминиферово-птероподовый) терригенный ил. Станция 7918, координаты: 39°49′3 с. ш., 14°37′7 в. д. Глубина моря 1360 м. Глубина отбора образца 0—3 см.

ИОАН-919 **16 420±170**

То же. Глубина отбора образца 3—6 см.

ИОАН-943 **1040±120**

То же. Глубина отбора образца 6—9 см.

ИОАН-833 **5280±130**

Пелитовый слабоизвестковый (кокколитовый) терригенный ил. Глубина отбора образца 25—32 см.

ИОАН-830 **9650±160**

То же. Глубина отбора образца 70—80 см.

ИОАН-839 **18 600±280**

То же. Глубина отбора образца 125—137 см.

ИОАН-840 **20 200±570**

То же. Глубина отбора образца 160—168 см.

ИОАН-862 **26 800±970**

То же. Глубина отбора образца 230—238.

ИОАН-863 **>25 600**

То же. Глубина отбора образца 280—288 см.

ИОАН-864 **>29 600**

То же. Глубина отбора образца 330—335 см.

ИОАН-896 **2340±70**

Алевритово-пелитовый слабоизвестковистый (фораминиферовый) терригенный ил. Станция 7919, координаты: 39°55′5 с. ш., 14°46′0 в. д. Глубина моря 300 м. Глубина отбора образца 0—3 см.

ИОАН-898 **2830±70**

То же. Глубина отбора образца 3—6 см.

ИОАН-895 **2530±110**

Пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Станция 7920, координаты: 39°54′1 с. ш., 14°44′3 в. д. Глубина моря 850 м. Глубина отбора образца 0—3 см.

ИОАН-897 **1570±60**

То же. Глубина отбора образца 3—6 см.

ИОАН-899 **1690±70**

То же. Глубина отбора образца 6—9 см.

ИОАН-900 **1880±80**

Пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Станция 7922, координаты: 40°20′2 с. ш., 13°42′6 в. д. Глубина моря 1390 м. Глубина отбора образца 0—2 см.

ИОАН-902 **1350±70**

То же. Глубина отбора образца 2—4 см.

ИОАН-901 **2260±90**

Алевритово-пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 4—6 см.

ИОАН-908 **3630±180**

Пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Станция 7924, координаты: 40°26′2 с. ш., 13°52′5 в. д. Глубина моря 1080 м. Глубина отбора образца 0—3 см.

ИОАН-906 **6240±90**

То же. Глубина отбора образца 3—6 см.

ИОАН-907 **5640±90**

Алевритово-пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 6—9 см.

ИОАН-893 **4620±100**

Пелитовый кокколитовый ил. Станция 7926, координаты: 40°16′3 с. ш., 12°25′2 в. д. Глубина моря 3648 м. Глубина отбора образца 0—2 см.

ИОАН-894 **7820±140**

То же. Глубина отбора образца 2—3 см.

ИОАН-889 **6985±87**

То же. Глубина отбора образца 3—5 см.

ИОАН-888 **6320±120**

То же. Глубина отбора образца 5—7 см.

ИОАН-892 **6750±130**

То же. Глубина отбора образца 7—9 см.

ИОАН-887 **5080±130**

То же. Глубина отбора образца 9—11 см.

ИОАН-886 **5640±190**

То же. Глубина отбора образца 11—13 см.

ИОАН-890 **2940±80**

Крупноалевритовый птероподовый ил. Там же. Глубина отбора образца 13—15 см.

ИОАН-891 **6230±120**

Пелитовый кокколитовый ил. Там же. Глубина отбора образца 15—17 см.

ИОАН-935 **360±90**

Пелитовый фораминиферово-кокколитовый ил. Станция 7927, координаты: 40°28′0 с. ш., 12°37′8 в. д. Глубина моря 3624. Глубина отбора образца 0—2 см.

ИОАН-936 **3050±110**

То же. Глубина отбора образца 2—4 см.

ИОАН-940 **5480±140**

То же. Глубина отбора образца 4—6 см.

ИОАН-941 **6420±420**

То же. Глубина отбора образца 8—10 см.

ИОАН-939 **5620±180**

То же. Глубина отбора образца 10—12 см.

ИОАН-938 **6180±130**

То же. Глубина отбора образца 12—15 см.

ИОАН-937 **4920±140**

Пелитовый кокколитовый ил. Там же. Глубина отбора образца 15—18 см.

ИОАН-834 **10 200±290**

То же. Глубина отбора образца 40—50 см.

ИОАН-831 **11 700±370**

То же. Глубина отбора образца 80—90 см.

ИОАН-841 **20 100±510**

То же. Глубина отбора образца 130—140 см.

ИОАН-844 **11 600±350**

То же. Глубина отбора образца 190—200 см.

ИОАН-858 **17 710±430**

То же. Глубина отбора образца 250—260 см.

ИОАН-860 **>24 600**

Пелитовый слабоизвестковый (кокколитовый) терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 315—325 см.

ИОАН-874 **1010±150**

Алевритово-пелитовый кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 7928, координаты: 40°20′0 с. ш., 13°19′5 в. д. Глубина моря 2575 м. Глубина отбора образца 0—2 см.

ИОАН-875 **2850±120**

То же. Глубина отбора образца 2—4 см.

ИОАН-879 **2580±80**

То же. Глубина отбора образца 4—6 см.

ИОАН-876 **880±270**

То же. Глубина отбора образца 6—8 см.

ИОАН-878 **350±190**

То же. Глубина отбора образца 8—10 см.

ИОАН-877 4090±140

То же. Глубина отбора образца 10—12 см.

ИОАН-835 4900±160

Пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 30—40 см.

ИОАН-842 10 700±440

То же. Глубина отбора образца 50—60 см.

ИОАН-832 10 700±250

То же. Глубина отбора образца 79—89 см.

ИОАН-843 14 950±270

Алевритово-пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 118—130 см.

ИОАН-925 1020±70

Алевритово-пелитовый кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 7930, координаты: 40°15′7 с. ш., 6°08′9 в. д. Глубина моря 2875 м. Глубина отбора образца 0—2 м.

ИОАН-926 1100±80

То же. Глубина отбора образца 2—4 см.

ИОАН-927 2040±90

То же. Глубина отбора образца 4—6 см.

ИОАН-928 5650±85

Пелитовый кокколитовый ил. Там же. Глубина отбора образца 6—8 см.

ИОАН-929 10 970±170

То же. Глубина отбора образца 8—10 см.

ИОАН-930 11 970±150

То же. Глубина отбора образца 10—12 см.

ИОАН-845 9830±220

То же. Глубина отбора образца 30—40 см.

ИОАН-849 19 990±380

Пелитовый кокколитовый ил. Там же. Глубина отбора образца 60—70 см.

ИОАН-922 9330±100

Крупноалевритовый слабоизвестковый терригенный ил. Станция 7931, координаты: 42°48′0 с. ш., 4°24′9 в. д. Глубина моря 130 м. Глубина отбора образца 0—2 см.

ИОАН-923 9340±90

То же. Глубина отбора образца 2—4 см.

ИОАН-920 9160±100

То же. Глубина отбора образца 4—6 см.

ИОАН-921 8330±110

То же. Глубина отбора образца 6—8 см.

ИОАН-924 9010±90

То же. Глубина отбора образца 8—10 см.

ИОАН-848 12 800±220

Крупноалевритовый терригенный ил, переходящий в песок с остатками раковин. Там же. Глубина отбора образца 10—20 см.

ИОАН-846 12 500±550

То же. Глубина отбора образца 32—42 см.

ИОАН-851 23 020±570

Мелкоалевритовый слабоизвестковый терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 70—80 см.

ИОАН-852 7880±140

Алевритово-пелитовый кокколитово-фораминиферовый ил. Станция 7935, координаты: 41°6′5 с. ш., 5°19′6 в. д. Глубина моря 2648 м. Глубина отбора образца 12—20 см.

ИОАН-847 14 600±410

То же. Глубина отбора образца 25—35 см.

ИОАН-850 **>23 900**

То же. Глубина отбора образца 46—55 см.

ИОАН-916 **2180±90**

Пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Станция 7937, координаты: 35°53′9 с. ш., 4°25′8 з. д. Глубина моря 1372 м. Глубина отбора образца 0—2 см.

ИОАН-917 **2080±90**

То же. Глубина отбора образца 2—4 см.

ИОАН-915 **2920±110**

То же. Глубина отбора образца 4—6 см.

ИОАН-918 **2150±70**

То же. Глубина отбора образца 6—8 см.

ИОАН-914 **2880±180**

То же. Глубина отбора образца 8—10 см.

ИОАН-856 **3870±190**

Алевритово-пелитовый слабоизвестковый терригенный ил. Там же. Глубина отбора образца 15—25 см.

ИОАН-855 **3650±130**

То же. Глубина отбора образца 45—55 см.

ИОАН-853 **6230±120**

То же. Глубина отбора образца 70—80 см.

ИОАН-857 **6810±220**

То же. Глубина отбора образца 106—120 см.

ИОАН-859 **13 200±480**

То же. Глубина отбора образца 180—190 см.

Определения абсолютного возраста проводились для расчета скоростей седиментации донных осадков в Средиземном море в позднечетвертичное время. Разрезы мощностью порядка 3 м представлены голоценовыми и поздневюрмскими осадками. В Центральной впадине бóльшая часть голоценового горизонта отсутствует, голоценовые осадки почти не накапливались на краю Лионского шельфа и на перегибе Южноадриатической впадины. Наименьшие величины скоростей седиментации (2,4—4 см/тыс. лет) отмечены на абиссальной равнине Алжиро-Прованской впадины, несколько выше (6—12 см/тыс. лет) скорости седиментации в Южноадриатической, Тирренской и Альборанской впадинах. В этих впадинах в ряде случаев проявляется деятельность суспензионных потоков. В позднем вюрме на склонах Южноадриатической и Тирренской впадин скорости седиментации находились в пределах 12—27 см/тыс. лет. В это время осадочный материал особенно интенсивно накапливался суспензионными потоками.

И. П. ГЕРАСИМОВ, О. А. ЧИЧАГОВА, А. Е. ЧЕРКИНСКИЙ,
В. Л. АФОНСКИЙ, В. М. АЛИФАНОВ, В. Г. ЦЫГАНОВ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ ЛАБОРАТОРИИ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ АН СССР

Сообщение V

За последнее время нами получено большое количество данных для современных и ископаемых почв, образцов торфа, древесины, древесного и костного угля. Были датированы подзолистые, дерново-подзолистые и глеево-подзолистые почвы Западной Сибири, Коми АССР, Ярославской обл., горные почвы Кавказа, черноземы, погребенные под кур-

ганами бронзового века в Курской области, а также голоценовые почвы, погребенные под вулканическим пеплом о. Кунашир, и древние орошаемые почвы юго-западной Туркмении.

Новые данные по радиоуглеродному возрасту верхнеплейстоценовых почв брянского интервала подтвердили имеющиеся уже данные для этого времени.

Проводились определения возраста голоценовых отложений Горбуновского болота, разреза Песочня и др., взятых в районах уникальных стоянок эпох неолита и бронзы.

Методические исследования по датированию образцов торфа болота «Оршинский мох» были осуществлены лабораториями ИГАН СССР и Висконсинского университета (США) и дали очень хорошую сходимость данных, за исключением одного образца.

Данные ИГАН, годы, л. н.	Данные Висконсинского университета, годы, л.н.
ИГАН-286, 9220±60	Wis-1196, 9050±60
ИГАН-285, 5190±40	Wis-1194, 5110±75
ИГАН-298, 1770±30	Wis-1195, 1290±75

Несколько иную картину мы получили при датировании образца торфа из разреза Песочня (Курская область) в трех лабораториях: ИГАН-293, Т=2380±30; ТА-1031, Т=1730±80; Tln-337, Т=1765±60. Одним из объяснений такого расхождения данных лаборатории ИГАН с другими может служить различие методик получения препаратов для датирования, однако окончательное решение этого вопроса пока остается открытым.

Автор же образцов (Т. А. Серебрянная) считает наши датировки несколько удревненными (в том числе и ИГАН-193, 197, 195. Сообщение IV) по сравнению с палинологическими и стратиграфическими данными.

Нами проведены интересные методические исследования по датированию гуминовых кислот (ГК), гидролизуемой их части и негидролизуемого остатка, выделенных из погребенной голоценовой почвы Ярославской области. Оказалось, что в погребенном гумусе радиоуглеродный возраст ГК и негидролизуемой части ГК практически одинаков.

Подготовка и обработка проб для радиоуглеродного датирования, как и прежде, проводилась по описанной ранее методике (Чичагова, Черкинский, 1975), а измерение активности ^{14}C — на жидкостных сцинтилляционных бета-спектрометрах Mark-2 и ИГАН-2 (Герасимов, Завельский, Чичагова и др., 1975, 1980).

СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

ИГАН-232 **340±50**

Дерново-подзолистая почва на покровном суглинке под пихтово-елово-сосновым лесом с кислично-зеленомошным напочвенным покровом, Тюменская обл., Тобольский р-н, верхний уровень Тобольского материка, р. 1-77, гор. А1—А2, гл. 4—19 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен Н. А. Караваевой.

ИГАН-233 **2930±60**

Разрез тот же, что ИГАН-232, горизонт Ah—A2, глубина 19—30 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-235 **3930±40**

Дерново-подзолистая почва на покровном суглинке под березово-осиновым вторичным лесом с мелкотравно-осочковым напочвенным покровом, Тюменская область, Уварский р-н, II надпойменная терраса р. Иртыш, р. 44—47, гор. Ah—A2, гл. 19—33 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен Н. А. Караваевой.

ИГАН-256 **3160±190**

Дерново-подзолистая почва со вторым гумусовым горизонтом под темнохвойно-березовым лесом с осоково-мелкотравным напочвенным покровом, Томская область, Бак-

чарский р-н, водораздел рек Икса и Иксинка, южная тайга, р. 47, гор. А2, гл. 35—45 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен Н. А. Караваевой.

ИГАН-273 **300±20**

Глеевый подзол под сосняком осоково-кустарничково-сфагново-зеленомошным, пос. Сытомиво, пологий склон к верховому болоту, р. 7, гор. Bh, гл. 33—43 см. Дата получена по I фракции ФК. Образец предоставлен Н. А. Караваевой.

ИГАН-363 **50±10**

Разрез и горизонт те же, что ИГАН-273. Дата получена по I фракции ГК.

КОМИ АССР

ИГАН-281 **7520±120**

Типичная подзолистая пылевато-суглинистая почва под еловым лесом с примесью березы и чернично-зеленомошным напочвенным покровом, в 5 км к западу от г. Сыктывкар, в верхней части водораздельного увала, р. 12, темное гумусированное пятно в гор. В, гл. 80—100 см. Дата получена по сумме II и III фракций ГК. Образец предоставлен Г. В. Русановой.

ЯРОСЛАВСКАЯ ОБЛАСТЬ

ИГАН-238 **1340±250**

Дерново-подзолистая почва со вторым гумусовым горизонтом, учхоз «Дружба», пологий водораздельный склон, р. 83—А7, гор. A2h, гл. 18—25 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен А. Л. Александровским.

ИГАН-276 **5630±40**

Погребенная голоценовая дерново-подзолистая почва, Ростовский р-н, бровка III надпойменной террасы левого берега р. Сара, р. 5, гор. [AI], гл. 92—100 см. Дата получена по II фракции ГК после гидролиза 6н HCl. Образец предоставлен А. Л. Александровским и А. Е. Черкинским.

КАВКАЗ

Исследованы археологически датированные образцы (аланская культура, X—XI век н. э.), возраст которых по радиоуглероду оказался более древним (1720 лет назад). Впервые получены даты для полного профиля горно-луговой дерновой почвы с несколькими погребенными горизонтами от 700 до 6000 лет назад (р. 128—79).

ИГАН-309 **960±30**

Карачаево-Черкессия, нижний Арзыз, городище, надпойменная терраса, растительность вторичная луговая, р. 67—79, верхний гумусовый горизонт (наносный), гл. 20—55 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен А. И. Ромашкевич.

ИГАН-308 **1720±60**

Разрез тот же, что ИГАН-309, погребенный культурный горизонт аланского времени, гл. 66—114 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-305 **610±30**

Северный склон Большого Кавказа, Даут юго-восточной экспозиции, высота 2200 м, вторичный разнотравно-злаковый луг, р. 4—68, гор. AI, глубина 8—18 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставила А. И. Ромашкевич.

ИГАН-304 **2100±40**

Разрез тот же, что ИГАН-305, погребенный гумусовый горизонт, гл. 72—82 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-267 **4010±60**

Северо-юрская депрессия, р. Амгата, слабо расчлененное поднятие — плато, высота над ур. м. 1800 м, р. 14, гл. 25—35 см, гор. В. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен А. И. Ромашкевич.

ИГАН-266 **260±30**

Разрез тот же, что ИГАН-267, верхняя часть гор. А1, гл. 6—15 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-354 **660±40**

Кабардино-Балкария, Безенги, Передовой хребет, склон к Безенгийскому ущелью. Остепненный субальпийский луг, горно-луговая почва, р. 42А—80, гл. 8—18 см, гор. AI. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен А. И. Ромашкевич.

ИГАН-353 **910±30**

Разрез тот же, что ИГАН-354, гл. 22—38 см, гор. A″/AB. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-319 **680±40**

Центральный Кавказ, междуречье рек Уллу и Киччи Экипцоко, плоская поверхность водораздела с субальпийским разнотравным лугом, р. 128—79, гор. A1, гл. 5(8)—28(32) см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен А. В. Куликовым.

ИГАН-318 **3890±70**

Разрез тот же, что ИГАН-319, гор. A1A2hg—BI, гл. 40(42)—50(55) см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-317 **5940±40**

Разрез тот же, что ИГАН-319, погребенный гор. [ПAh B2tg], гл. 60(65)—80 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-316 **5810±90**

Разрез тот же, что ИГАН-319, погребенный гор. [ПAh B3tg], гл. 80—100 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-315 **6150±50**

Разрез тот же, что ИГАН-319, погребенный гор. [ПAB4htg] гл. 100—125(140) см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

КУРСКАЯ ОБЛАСТЬ

ИГАН-303 **4440±70**

Центральночерноземный заповедник, Стрелецкая степь, урочище «Дуброшина», водораздельное пространство, лесная поляна с лесо-луговой растительностью, почва погребенная под курганом, погребенный горизонт A_1, гл. 165—175 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен О. А. Чичаговой и Е. К. Дайнеко.

ИГАН-302 **5210±80**

Разрез тот же, что ИГАН-303, погребенный горизонт A″, глубина 195—205 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-301 **5100±40**

Разрез тот же, что ИГАН-303, погребенный гор. AB, гл. 220—230 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК.

ИГАН-345 **1000±40**

Центральночерноземный заповедник, Стрелецкая степь, водораздельное пространство, некосимый участок, чернозем мощный типичный, разрез 1—79, гор. AI, гл. 0—10 см. Дата получена по сумме ГК. Образец предоставлен А. Е. Черкинским.

ИГАН-346 **1440±50**

Разрез тот же, что ИГАН-345, гор. AI, гл. 10—20 см. Дата получена по сумме ГК.

ИГАН-347 **2400±50**

Разрез тот же, что ИГАН-345, гор. AI, гл. 30—40 см. Дата получена по сумме ГК.

ИГАН-348 **4040±60**

Разрез тот же, что ИГАН-345, гор. AI, гл. 50—60 см. Дата получена по сумме ГК.

ИГАН-343 **4580±60**

Разрез тот же, что ИГАН-345, гор. AI, гл. 70—80 см. Дата получена по сумме ГК.

ОСТРОВ КУНАШИР

ИГАН-307 **3870±50**

Вулкан Менделеева, склон южной экспозиции 15—20° с белокорой пихтой с папоротниково-бамбуковым напочвенным покровом, погребенный гумусовый горизонт, гл. 33—53 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен Н. И. Белоусовой.

ИГАН-306 **4680±40**

Восточное побережье, вершина сопки с бамбуковыми зарослями, вмещающие отложения — вулканические пеплы и шлаки, погребенный гумусовый горизонт, гл. 60—70 см. Дата получена по сумме I и II фракций ГК. Образец предоставлен Н. И. Белоусовой.

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ

Образцы древнеорошаемой почвы из агроирригационных горизонтов, подвергшихся опустыниванию. Равнина древней дельты р. Атрек. На поверхности древней почвы развилась современная такыровидная

почва с крайне разреженным растительным покровом из эфемеров и солянок (на древнедельтовых глинистых отложениях). По предварительным данным археологов, образец ИГАН-355 датируется I тысячелетием до н. э., ИГАН-356 — XV век н. э. Датировки получены по I и II фракциям ГК, выделенным после декальцирования. Образцы предоставлены В. П. Костюченко.

ИГАН-355 **11 550±530**

Развалины Тангсикылджа, р. 45, гл. 40—50 см.

ИГАН-356 **9040±90**

Развалины Мисриана, р. 32, гл. 40—60 см.

ИСКОПАЕМЫЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПОЧВЫ И ГУМУСИРОВАННЫЕ ПРОСЛОЙКИ

ИГАН-337 **25 150±740**

Брянская ископаемая почва в толще лёссовидных суглинков, Черкасская область, с. Межеричи, водораздельное плато, стенка оврага, гл. 3,9 м. Дата получена по ГК, выделенным 0,5 н NaOH.

ИГАН-338 **24 180±900**

Брянская ископаемая почва в толще лёссовидных суглинков, Курская обл., г. Железногорск, Михайловский карьер КМА, водораздел, гл. 4 м. Дата получена по ГК, выделенным 0,5 н NaOH.

ИГАН-339 **19 140±500**

Гумусированная глина озерно-болотного происхождения, дно Тургайской ложбины в 4,7 км к ССЗ от пос. Наурзум, высота 116,5 м. Скв. 1/5, гл. 34 м. Дата получена по I и II фракциям ГК. Образец предоставлен М. Г. Гросвальдом.

ОБРАЗЦЫ ТОРФА, САПРОПЕЛЯ И ДРЕВЕСИНЫ

КУРСКАЯ ОБЛАСТЬ

ИГАН-293 **2380±30**

Торф. Железногорский р-н, д. Андреевская, разр. Песочня, левый берег балки с луговой растительностью, гл. 1,45—1,55 м. Образец предоставлен Т. А. Серебрянной.

ЮЖНЫЙ УРАЛ, ГОРБУНОВСКОЕ ПАЛЕООЗЕРО

Образцы торфа, сапропеля и древесины предоставлены Н. А. Хотинским.

ИГАН-295 **3220±40**

Торф. Разрез Т-7а, гл. 1,4—1,44 м.

ИГАН-294 **3970±40**

Сапропель. Разрез Т-7б, гл. 1,46—1,5 м.

ИГАН-297 **6350±60**

Торф. Разрез Т-8а, гл. 1,25—1,3 м.

ИГАН-296 **6920±50**

Сапропель. Разрез Т-8б, гл. 1,32—1,37 м.

ИГАН-320 **3040±30**

Древесина. Разрез Т-4а, гл. 0,1—0,2 м.

ИГАН-310 **3380±120**

Торф низинный. Разрез Т-4б, гл. 0,5—0,54 м.

ИГАН-311 **780±70***

Торф низинный. Разрез Т-4в, гл. 0,55—0,60 м, ГК выделены 2% NaOH.

ИГАН-312 **1680±30**

Торф низинный. Разрез Т-6а, гл. 0,55—0,65 м.

ИГАН-313 **730±50***

Торф низинный. Разрез Т-6б, гл. 0,7—0,8 м. ГК выделены 2% NaOH.

ИГАН-335 **2980±50**

Торф после выделения ГК 2% NaOH. Разрез Т-6б, гл. 70—80 см.

* Датировки омоложены, так как получены по ГК вмытым, очевидно, из более молодых горизонтов.

ИГАН-326 **3300±40**
Древесина. Разрез Т-3а, гл. 0—7 см.

ИГАН-321 **4410±40**
Торф. Разрез Т-3б, гл. 0,25—0,32 м.

ИГАН-323 **3970±40**
Древесина. Обломок весла. Отобран там же, гл. ИГАН-321.

ИГАН-324 **5760±150**
Остаток торфа после выделения ГК 2% NaOH. Образец тот же, что ИГАН-321.

ИГАН-334 **5310±140**
ГК торфа, выделенные 2% NaOH, образец тот же, что ИГАН-321.

ИГАН-333 **3050±40**
Древесина. Разрез Т-9а, гл. 20—30 см.

ИГАН-332 **5090±40**
Древесина. Разрез Т-9б, гл. 90—100 м.

ИГАН-331 **6040±40**
Древесина. Разрез Т-9в, гл. 110 см.

ИГАН-330 **7770±60**
Торф. Разрез Т-10а, гл. 70—80 см.

ИГАН-323 **8100±50**
Сапропель. Разрез Т-10б, гл. 80—90 см.

ИГАН-328 **3650±40**
Торф. Основной разрез Т-IIа, гл. 100—110 см.

ИГАН-327 **4460±40**
Сапропель. Основной разрез Т-IIб, гл. 110—120 см.

ИГАН-280 **3970±70**
Древесина. Образец взят из культурного слоя неолитической стоянки на болоте. Разрез 5, раскоп II, слань III, гл. 194 см.

Даты, полученные для голоценовых отложений палеоозера, дают возможность судить о скорости зарастания его от окраины к центру с начала голоцена.

КАЛИНИНСКАЯ ОБЛАСТЬ, БОЛОТО «ОРШИНСКИЙ МОХ»

Образцы предоставлены М. И. Нейштадтом.

ИГАН-286 **3220±60**
Торф низинного типа, гл. 6,5 м.

ИГАН-285 **5190±40**
Торф верхового типа, гл. 3,5 м.

ИГАН-298 **1770±30**
Торф верхового типа, гл. 1,5 м.

ШПИЦБЕРГЕН, СЕВЕРНЫЙ БЕРЕГ ТЕМПЛЬ-ФЬОРДА

Образцы древесины и кости кита, находившихся на дневной поверхности морских прибрежных отложений регрессионной серии морских береговых валов, предоставленные А. Д. Армандом, показывают хорошую сходимость для одних и тех же уровней.

ИГАН-227 **1740±50**
Кость кита (обр. VII-2). Высота над у. м. 2,6 м, расстояние от берега 76,5 м.

ИГАН-224 **1740±50**
Древесина (обр. VII-3). Высота над у. м. 2,6 м, расстояние от берега 76,5 м.

ИГАН-225 **3230±40**
Древесина (обр. VII-5). Высота над у. м. 3,9 м, расстояние от берега 100,0 м.

ИГАН-226 **3600±30**
Древесина (обр. VII-6). Высота над у. м. 5,5 м, расстояние от берега 113,5 м.

ОБРАЗЦЫ КОСТИ ИЗ ПЕЩЕРНЫХ СТОЯНОК ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА

Образцы предоставлены Н. К. Верещагиным.

ИГАН-340 **18 880±430**

Фрагменты костей пещерного медведя из пещеры Кизел, г. Кизел, Средний Урал.

ИГАН-341 **32570±1510**

Фрагменты костей лошадей и мамонтов из пещеры им. Географического общества, 2-й ярус пещер Сучанской долины, Приморье, гл. 60—80 см.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П., Завельский Ф. С., Чичагова О. А., Дорошенко В. В., Черкинский А. Е., Парунин О. Б., Васенкова Л. Г., Лыхин В. Л. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории ИГАН СССР. Сообщ. I.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 44.

Герасимов И. П., Завельский Ф. С., Чичагова О. А., Дорошенко В. В., Черкинский А. Е., Александровский А. Л., Лыхин В. Л. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории ИГ АН СССР. Сообщ. IV.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1980, № 50.

Чичагова О. А., Черкинский А. Е. Отбор и химическая подготовка проб для радиоуглеродного датирования.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Е. А. Блудорова, Ю. М. Васильев, Н. Я. Жидовинов, Г. И. Кармишина, В. К. Немкова, К. В. Никифорова, М. Г. Попова-Львова, А. А. Чигуряева, В. Л. Яхимович. Апшеронский век Восточно-Европейской равнины. 3

А. Н. Гришанов, В. Н. Ерёмин, З. А. Имнадзе, Т. Г. Китовани, Ш. К. Китовани, Э. А. Молостовский, Р. И. Торозов. Стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии (Западная Грузия) по палеонтологическим и палеомагнитным данным. 18

Н. В. Лукина. Некоторые черты неотектонической структуры Большого Кавказа. 29

Е. А. Спиридонова. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины. 42

Б. И. Гуслицер, К. И. Исайчев. Возраст роговской свиты Тимано-Уральской области по данным изучения ископаемых остатков копытных леммингов. 58

Ю. К. Васильчук, Е. А. Петрова, А. К. Серова. Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала. 73

В. И. Гудина, В. Д. Крюков, Л. К. Левчук, Л. А. Судаков. Верхнеплейстоценовые отложения северо-восточного Таймыра. 90

В. И. Елисеев. О влиянии колебаний климата на накопление верхнеплейстоценового пролювия во впадинах Средней Азии и Казахстана. 98

Т. Н. Каплина, Г. Г. Карташова, В. П. Никитин, Г. Н. Шилова. Новые данные о песчаной толще Туостахской впадины. 107

В. В. Колпаков. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии. 123

Ю. К. Голубев. Диагенетические новообразования карбонатов в моренах. 132

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

А. А. Свиточ. Основные черты и особенности палеогеографии плейстоцена. 143

Е. В. Коренева. Климаты плейстоцена Причерноморья по палинологическим данным. 147

В. П. Гричук, Э. М. Зеликсон, А. А. Носов. Новые материалы по межледниковым отложениям у с. Ильинское на р. Яхрома. 150

А. А. Клюкин, А. А. Щепинский. Новые палеолитические находки в отложениях террас р. Альма (Крым). 156

Н. И. Пьявченко. О возрасте торфяников и сменах растительности на юге Западной Сибири в голоцене. 164

В. И. Елисеев. Что понимал под пролювием Алексей Петрович Павлов? 170

М. М. Пахомов, М. В. Ревердатто, Н. М. Риндзюнская. Основные этапы развития растительности Северного Прибайкалья в кайнозое. 175

С. М. Цейтлин. Томская стоянка (данные новых исследований). 181

С. А. Лаухин, А. В. Шер, В. Н. Касперович, А. А. Корбин. Находки фауны млекопитающих позднего кайнозоя у оз. Тастах и возвышенности Джелон-Сисэ (междуречье Хромы и Индигирки). 182

ХРОНИКА

И. К. Иванова. О работе Комиссии по изучению четвертичного периода при Секции наук о Земле Академии наук СССР в 1981 и 1982 гг. 188

В. Л. Яхимович. Волго-Уральская комиссия по изучению четвертичного периода в 1976—1981 гг. 192

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

Б. Н. Гурский. Первая в СССР книга по гляциотектонике. 197

ПРИЛОЖЕНИЕ

И. В. Гракова, В. М. Купцов. Радиоуглеродные датировки Института Океанологии АН СССР им. П. П. Ширшова. 200

И. П. Герасимов, О. А. Чичагова, А. Е. Черкинский, В. Л. Афонский, В. М. Алифанов, В. Г. Цыганов. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение V. 205

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА, № 52

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства *Б. С. Шохет.* Художественный редактор *Т. П. Поленова*
Технический редактор *С. Г. Тихомирова.* Корректор *К. П. Лосева*

ИБ № 27170

Сдано в набор 11.04.83. Подписано к печати 08.07.83. Т-09387. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 19,6. Усл. кр. отт. 19,78. Уч.-изд. л. 21,2. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 4528. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наука», 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

УДК 551.79

Апшеронский век Восточно-Европейской равнины. Блудорова Е. А., Васильев Ю. М., Жидовинов И. Я., Кармишина Г. И., Немкова В. К., Никифорова К. В., Попова-Львова М. Г., Чигуряева А. А., Яхимович В. Л. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

На фоне направленных изменений климата в сторону похолодания в плиоцене и в четвертичное время в зоне умеренных широт неоднократно были эпохи похолодания, сменявшиеся потеплениями, эпохи аридизации и увлажнения. Они заметно проявились в апшеронское время на Русской равнине. Всего в апшероне намечаются по крайней мере три холодные и две теплые фазы, а, по данным А. А. Чигуряевой, в развитии флоры и растительности апшерона на юге Северного Прикаспия можно наметить по морским осадкам восемь таких фаз.
Библиогр. 11 назв.

УДК 551.661

Стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии по палеонтологическим и палеомагнитным данным. Гришанов А. Н., Ерёмин В. Н., Имнадзе З. А., Китовани Т. Г., Китовани Ш. К., Молостовский Э. А., Торозов Р. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

На основании изучения морской малакофауны из разрезов плиоцен-нижнечетвертичных отложений Западной Грузии и палеомагнитных исследований этих разрезов авторы рассматривают вопрос о сопоставлении образований этого возраста Западной Грузии с таковыми из Прикаспия и Приазовья.
Ил. 5. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.243.3(550.34.013)

Некоторые черты неотектонической структуры Большого Кавказа. Лукина Н. В.— Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

На основе комплексного анализа геологических, геоморфологических, геофизических, сейсмологических и других данных с привлечением результатов дешифрирования космических снимков охарактеризованы некоторые черты неотектонической структуры Большого Кавказа: принципиально различное строение западной и восточной его половин, заключающееся в неодинаковой раздробленности, сейсмичности и неотектонической активности. Приведена новая кинематическая схема новейших разрывных структур Большого Кавказа.
Ил. 2. Библиогр. 63 назв.

УДК 551.791

Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины. Спиридонова Е. А.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

На основе изучения разрезов с осадками среднего валдая методом спорово-пыльцевого анализа прослеживаются семь палионологических зон последовательно сменяющих друг друга во времени. Делается вывод о значительном богатстве и разнообразии флоры этого интервала. Выделяются два типа перигляциальных флор, которые можно рассматривать в качестве естественных реперов при делении эпохи большого валдая на три крупные ритма — ранний, средний, поздний.
Ил. 2. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.79

Возраст роговской свиты Тимано-Уральской области по данным изучения ископаемых остатков копытных леммингов. Гуслицер Б. И., Исайчев К. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

Авторы приходят к выводу, что отложения так называемой роговской свиты, представленные на территории Печорской низменности двумя горизонтами морены и разделяющей их толщей осадков водного происхождения, имеют среднеплейстоценовый возраст. Верхняя морена с осадками перигляциального типа была сформирована в московское, нижняя — в днепровское, а межморенные отложения — в одинцовское время.
Ил. 7. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.345 : 557.79

Основные черты палеогеографии голоцена Ямала. Васильчук Ю. К., Петрова Е. А., Серова А. Н. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

На основе синтеза методов исследования палинологии и палеокриологии осуществлена палеогеографическая реконструкция развития природы Ямала в голоцене. В основу ее положен следующий методологический принцип: состав миоспор является свидетелем вегетации растительности и характеризует палеоландшафты и тренд палеоклиматических элементов вегетационного периода. Зимние палеоклиматические характеристики получены с привлечением данных мерзлотно-фациального анализа. Периодизация главных палеогеографических событий истории голоцена основывается более чем на 30 радиоуглеродных датировках.
Ил. 7. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.791(571.551)

Верхнеплейстоценовые отложения северо-восточного Таймыра. Гудина В. И., Крюков В. Д., Левчук Л. К., Судакова Л. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

Дается стратиграфическое расчленение верхнеплейстоценовых отложений мыса Челюскина (северо-восточная часть п-ова Таймыр). В основу расчленения положены геологические, палеонтологические и палинологические данные. Выделены морские и прибрежно-морские казанцевские и каргинские отложения, континентальные и элювиально-делювиальные сартанские отложения. В определении их возраста существенную роль сыграло изучение фораминифер. Приведен подробный состав и структура казанцевского и каргинского комплексов фораминифер.
Ил. 1. Библиогр. 16 назв.

УДК [551.345.3+551.782.23+551.793+551.88/89] : (1—925.14)

Новые данные о песчаной толще Туостахской впадины. Каплина Т. Н., Карташова Г. Г., Никитин В. П., Шилова Г. Н. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

В основании разреза 70-метровой террасы р. Адыча в Туостахской впадине залегают слои с фауной олёрского комплекса млекопитающих и более архаичной (верхний плиоцен). По флоре реконструируется преобладание травяных группировок с участием степных сообществ и с островными лиственничными лесами. Лежащая выше улахан-суларская свита по фауне млекопитающих относится к среднему и, возможно, частично к верхнему плейстоцену. На протяжении большей части эпохи накопления свиты господствовали открытые ландшафты с преобладанием травяных группировок лугового, степного, возможно, тундрового типа с двумя фазами возрастания облесенности территории.

Ил. 4. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.8.89

Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии. Колпаков В. В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

На территории Приленской Якутии обследованы обширные поля эоловых песков, пылеватых отложений и дефляционных пустынь, между которыми установлена парагенетическая связь. Эоловые процессы развивались циклически. Установлены вспышки камнегранильной дефляции в начале раннего плейстоцена, в самаровское и сартанское время. Изучение эоловой формации открывает большие перспективы для уточнения палеогеографической картины плейстоцена Якутии.

Ил. 4. Библиогр. 19 назв.

УДК 551 : 332.212; 552.144

Диагенетические новообразования карбонатов в моренах. Голубев Ю. К. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

В результате проведенных исследований выделены три основных типа диагенетических карбонатных новообразований в моренах: 1 — пелитоморфный карбонат на плоскостях плитчатой отдельности морены, на поверхностях валунов в моренах, а также пелитоморфный карбонат в моренном мелкоземе; 2 — гляциострессовые конкреции; 3 — конкреционные стяжения на контактах моренных чешуй с чешуями, сложенными рыхлым, преимущественно флювиогляциальным материалом, и в самом флювиогляциальном материале, испытавшем перемещение в результате воздействия ледника. Формирование диагенетических новообразований в моренах связывается с двумя типами вод: с режеляционными водами и с подземными водами ледникового времени, внедрявшимися в ледник вследствие повышения их пьезоуровня при прогибании земной коры под нагрузкой ледника.

Ил. 4. Библиогр. 17 назв.

УДК 551.79

Основные черты и особенности палеогеографии плейстоцена. Свиточ А. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

По материалам изучения опорных разрезов новейших отложений рассматриваются основные черты развития природы в плейстоцене. Делается вывод, что из многих черт природного процесса наиболее общими его свойствами были повсеместность, дифференциация и разновременность, основной тенденцией — преемственность и активизация, особенностями — неповторимость преобразований, интенсивность и незавершенность процесса.

Библиогр. 13 назв.

УДК 551.79

Климаты плейстоцена Причерноморья по палинологическим данным. Коренева Е. В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

Исследования пыльцы таксодиевых в плейстоценовых отложениях Черного моря позволили установить, что в межледниковые эпохи нижнего и среднего плейстоцена климат значительно отличался от современного большей мягкостью, высокой влажностью и равномерным распределением осадков. Начиная с карангата в области Черного моря произошло перемещение максимума атмосферного давления в летний период, что привело к формированию средиземноморского климата, близкого к современному.

Библиогр. 9 назв.

УДК 561 : 581.33/551.793(470.311)

Новые материалы по межледниковым отложениям у с. Ильинское на р. Яхрома. Гричук В. П., Зеликсон Э. М., Носов А. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 52. М.: Наука, 1983.

Приведены результаты повторного изучения микулинских отложений в районе г. Дмитров, которые исследовал в 30-х годах В. С. Доктуровский. Межледниковые отложения, залегающие здесь в четкой стратиграфической ситуации, формировались на протяжении почти всего межледниковья (кроме его начальных фаз). В результате видовых определений пыльцы и спор в отложениях установлена богатая ископаемая флора (73 таксона, не считая надродовых).

Ил. 2. Библиогр. 7 назв.

УДК 551.791(477.9)

Новые палеолитические находки в отложениях террас р. Альма (Крым). Клюкин А. А., Щепинский А. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

Новые стоянки каменного века позволили датировать II надпойменную террасу (10 м) ранней порой позднего палеолита, а делювиальный шлейф, опирающийся на III террасу, отнести к позднему или среднему мустье.

Ил. 3, библиогр. 16 назв.

УДК 551.791

О возрасте торфяников и сменах растительности на юге Западной Сибири в голоцене. Пьявченко Н. И.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

Рассмотрены послойное строение, состав спорово-пыльцевых спектров и абсолютные датировки по C^{14} древнего долинного торфяника и в междуречье Оби и Томи на юге лесной зоны. Установлено, что в предбореальное время окружающая болото территория представляла лесостепь с господством злаково-полынных сообществ с участием маревых. Группировки древесной растительности были представлены лиственницей и березой с участием ели. Образование древних торфяников началось в бореальное время, 9000—8500 лет назад, после спада воды в затопленных ранее речных долинах. Распространение сосны и сплошное облесение территории произошло в атлантическое время, к которому относится и развитие интенсивного торфообразования. В течение всего последующего времени существенных изменений в характере торфообразования не выявлено, но в составе лесов заметно возросло участие сибирской сосны (кедра).

Ил. 1. библиогр. 13 назв.

УДК 551.79

Что понимал под пролювием Алексей Петрович Павлов? Елисеев В. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

Показано, что к пролювию А. П. Павлов относил весь комплекс отложений конусов выноса временных потоков, включая в него осадки временных водоемов, что позволило ему выдвинуть саму идею пролювиального лёссообразования. Мнение ряда исследователей, что пролювием А. П. Павлов назвал только тонкообломочные отложения периферических частей конусов выноса, основано на недоразумении. Отмечается, что лёссовидные фации в периферических частях пролювиальных шлейфов, образованных временными потоками, как правило, отсутствуют, не говоря уже о конусах выноса постоянных рек. Пролювиальным отмучиванием невозможно объяснить происхождение лёсса в этой области.

Ил. 1. Библиогр. 7 назв.

УДК 551.87(571.53)

Основные этапы развития растительности Северного Прибайкалья в кайнозое. Пахомов М. М., Ревердатто М. В., Риндзюнская Н. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

Рассматривается история развития растительности Северного Прибайкалья в кайнозое. Выделяются основные этапы развития растительности от палеогена и до голоцена включительно, обусловленные цикличными, но направленными изменениями климата от субтропического до бореального. В отложениях палеогена, обнаруженных в районе впервые, выделены спорово-пыльцевые спектры, характерные для растительности хвойно-широколиственных лесов с участием разнообразных пантропических американо-восточноазиатских элементов флоры. В миоцене и плиоцене происходило постепенное выпадение теплолюбивых форм с заменой их панголарктическими элементами. В антропогене смена ледниковых и межледниковых эпох вызвала неоднократные изменения в растительных ландшафтах — от таежных до тундровых, и наоборот. В каждой эпохе выделяются 2—3 фазы в развитии растительности.

Табл. 1. Библиогр. 6 назв.

УДК 551.793+551.8(571)

Томская стоянка (данные новых исследований). Цейтлин С. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

Приводится разрез верхней части террасы Лагерного сада р. Томь, в отложениях которой Н. Ф. Кащенко в 1896 г. обнаружил позднепалеолитические кремни и кости мамонта. По геологическим данным эта стоянка относится к середине сартанского времени, вероятно, около 16 000—17 000 лет назад, не древнее.

Библиогр. 6 назв.

УДК 551.78/79 : 569(571)

Находки фауны млекопитающих позднего кайнозоя у оз. Тастах и возвышенности Джелон-Сисэ (междуречье Хромы и Индигирки). Лаухин С. А., Шер А. В., Касперович В. Н., Кобрин А. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

В районе оз. Тастах и возвышенности Джелон-Сисэ собрана фауна млекопитающих преимущественно позднего варианта позднепалеолитического комплекса. Вместе с этой фауной найдены кости представителей олёрского комплекса. Приведено краткое описание представителей олёрского комплекса. Обсуждается геоморфологическая обстановка в районе местонахождения и положение фауны в разрезе.

Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.4 : 551.24

Первая в СССР книга по гляциотектонике. Гурский Б. Н. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983, № 52.

В статье приводится разбор монографии Э. А. Левкова «Гляциотектоника Белоруссии [Минск: Наука и техника, 1980], являющейся первой в Советском Союзе работой, которая дает представление о развитии этого направления в нашей стране и за рубежом, содержит глубокие теоретические выводы, базирующиеся на большом фактическом материале по территории БССР и другим районам. Значительное место в монографии отведено практическим аспектам изучения динамического воздействия ледников на подстилающие породы и литосферу в целом.

Blank Page Digitally Inserted

3 р. 20 к.